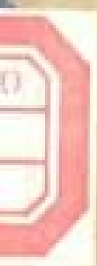
中國石油地质学

王尚文 主编

王尚文 张万选 张厚福 谭试典 编著



石油工业出版社

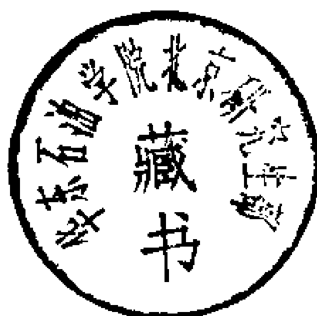
15355

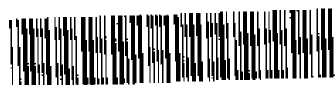
中國石油地质学

王尚文主编

王尚文 张万选 张厚福 谭试典 编著









石 油 工 业 出 版 社

内 容 提 要

本书是一部专著。书中以大量的实际资料为基础，结合国内外石油地质学的新进展，对中国石油地质基本特征进行了比较全面的论述。

本书以板块构造理论为基础，介绍了中国大地构造轮廓、含油气大区划分及其演化特征；论述了油气的成因及中国生油岩的分布规律；并对油气藏形成的基本条件进行了分析，详细地介绍了中国油气藏的成因类型。书中最后讨论了中国含油气盆地的成因类型，对主要含油气盆地的地质构造作了介绍，并总结了中国油气分布规律，对中国含油气远景及石油地质科学的发展进行了展望。

本书内容丰富，图文并茂，理论与实际相结合，是从事石油地质勘探的科研、生产、教学人员的良好参考书。

中国石油地质学

王尚文主编

王尚文 张万选 张厚福 谭试典 编著

•

石油工业出版社出版

（北京安定门外外馆东后街甲36号）

人民交通出版社印刷厂排版

通县曙光印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

•

787×1092毫米 16开本 22 1/4印张 557千字 印1—2,300

1983年12月北京第1版 1983年12月北京第1次印刷

书号：15037·2445 定价：2.35元

序

中华人民共和国成立之初，共产党和人民政府十分重视我国石油和天然气之开发利用，并组织力量进行石油普查、勘探。少数年长的石油地质工作者不相信“中国贫油”，也不相信有些人认为的“油只在西北”的说法。在国务院的正确领导下，在五十年代中期，展开了全国范围的石油普查，随即在几个大型盆地进行了系统钻探，首先在松辽平原获得重大突破，建成了大庆油田，继而在华北平原建成了胜利油田和大港油田，以及下辽河、任丘、中原等油田。七十年代后期，我国石油年产量超过一亿吨，其中大庆油田产量就达五千万吨。“贫油”的中国，一跃而进入世界产油大国的行列。

三十多年的石油天然气普查、勘探、开发、生产的科学技术资料确实是大量的，真可以说是“汗牛充栋”。特别值得指出的是这些珍贵资料，是中国工人、特别是中国科技人员，经过大量的长期的实践积聚起来的，这是中国人民的骄傲。遗憾的是上述资料是原始的，分散的，大部分没有进行加工整理；虽然也出版了几种杂志，报导了一些科研成果，但系统性的大型著作一直没有出现，这对继续进行石油勘探事业颇为不利，也影响科学技术成果的交流。

我的老朋友王尚文同志有鉴于此，几年来组织他的同事张万选、张厚福、谭试典等同志编写成《中国石油地质学》一书，即将由石油工业出版社正式出版，这是非常及时的。王尚文同志1939年毕业于清华大学地质系，早在1945～1949年就参加了原中国石油公司甘青分公司的石油勘探工作。解放后他先后参加了西北石油管理局和青海石油管理局的勘探工作，担任总地质师；1961～1965年他被调到华东石油勘探局担任总地质师，参加了华北（山东）石油会战，并主持了地质工作。1965～1973年他转而担任北京石油学院教授，主编了一套石油地质教材。1973～1983年的十年中，他担任石油工业部石油地球物理勘探局总地质师。在将近四十年的石油地质工作中，王尚文同志不但积累了丰富的实践知识，而且对国内的石油地质资料进行了初步整理。尤其可贵的是他在晚年学习和熟悉了最新的石油物探理论和方法，把地质和物探密切地结合起来，这样的人才在国内是不多的。

《中国石油地质学》是一部五十多万字的巨著，书中附有350多幅插图和大型图件，全书分四篇十章。第一篇从中国大地构造的轮廓出发，重点讨论中国含油气大区的划分及其特点。第二篇主要叙述油气藏形成的基本条件和中国油气藏主要类型。第三篇叙述油气藏形成的基本条件和中国油气藏主要类型。第四篇阐述中国含油气盆地的分布规律，着重介绍十六个含油气盆地的特征，重点介绍十六个含油气盆地的构造演化史和构造单元的进一步划分，以及油气分布规律上的若干特点。

本书材料丰富，描述详尽，系统性和理论性都很强，具有中国石油地质学的特色。它不但可以做石油学院和大学石油地质系的教材，而且可以供广大石油地质工作者参考使用。

我们知道，中国的石油勘探工作从六十年代后期起，已进入东部和南部大陆架浅海地区，但由于浅海地区至今尚未投入正式生产，故本书在这方面的论述较少。我们相信，本书出版后，更多的中国石油地质书籍将接踵而来，这当然是广大读者所欢迎的。

本书方脱稿，为开发我国石油和天然气资源而毕生努力奋斗的王尚文同志竟因患心脏病于一九八三年元月八日霍然长逝！这是中国科技界的重大损失，我个人也为失去了一位老朋友而感到悲痛。本书之出版稍稍满足了尚文同志的多年愿望。尚文同志有知，或当含笑于九泉！

黄汲清

1983年7月19日于北京

前　言

中华人民共和国成立三十多年来，全国普遍开展了油气普查勘探工作，积累了丰富的地质、地球物理资料，给石油地质科学研究工作，创造了十分有利的条件。在石油工业部领导的关怀下，在石油工业部石油地球物理勘探局的支持下，我们经过近两年的时间编写了《中国石油地质学》一书。

本书由王尚文教授主编，参加撰写的人员有张万选副教授、张厚福副教授、谭试典工程师。初稿完成后，一九八二年七月十日至七月十三日召开书稿评审会。邀请了大庆石油学院杜博民教授、石油工业部石油勘探开发科学研究院副院长田在艺总地质师、武汉地质学院陈发景教授、成都地质学院童崇光副教授、中国地质科学院任纪舜副研究员、石油工业部石油勘探开发科学研究院张恺高级工程师、杨祖序总地质师、中国石油学会副秘书长张金泉总地质师、石油工业部科学技术情报研究所白正之副所长、胡文海高级工程师、石油工业出版社编辑部主任郑育琪及李希文工程师等，在河北省涿县石油工业部石油地球物理勘探局对书稿进行了评审。与会专家学者对书稿作了充分的肯定，同时也提出了许多宝贵意见。在此基础上对书稿又进行了修改和补充。

在本书撰写过程中，曾得到地质矿产部、中国科学院、中国地质科学院、石油工业部各油田、管理局、勘探指挥部及石油工业部石油勘探开发科学研究院、中国石油学会、华东石油学院北京研究生部、武汉地质学院北京研究生部等单位的大力支持和帮助，石油地球物理勘探局研究院制图室绘制了部分图件，在此致以诚挚的谢意。

我们要特别感谢中国科学院学部委员、中国地质学会理事长黄汲清教授，他始终关怀着本书的撰写和出版，并在百忙之中为本书写了序言，在此我们再次表示深切的感谢。

应当提及的是，主编王尚文教授还未看到本书的正式出版，于一九八三年一月八日因病逝世。王尚文教授不仅是我国著名的石油地质专家，在石油地质界享有很高的声望，而且是我们的良师。对他的不幸逝世，我们在此表示沉痛的哀悼。同时还要继承他的遗志，遵照他的学术思想，在适当的时候对本书再进行补充修订，以此来悼念为我国石油事业奋斗一生的王尚文教授。

最后，由于我们科学水平有限，资料搜集还不够全面，书中难免存在不少缺点，恳切希望读者批评指正。

张万选 张厚福 谭试典

一九八三年二月

目　录

绪　论

伟大的社会主义祖国幅员辽阔、地大物博，以矿产资源丰富著称于世，是世界上发现利用石油及天然气最早的国家之一。

三千多年前，中国古代劳动人民发现了天然气，两千年前发现了陕北的石油。在秦、汉及以后的典籍中，记述了石油在医药、照明、煮盐、膏车等多种用途，还记载了石油在军事上的作用。北宋神宗六年（公元一〇七三年）专门在京都汴梁军器监设有“猛火油作”，加工石油制作兵器（据《宋会要辑稿·职官》）。

中国也是世界上最早的油气开采国家之一。四川自流井气田的开采约有两千多年的历史。《自流井记》一书中关于“阴火潜燃于炎汉”的记载表明，早在汉朝自流井气田大规模开采天然气煮盐以来，至十七世纪中期共钻井数万口，最大井深1000余米，采出几万亿立方米天然气和一些石油。并逐渐形成了一套钻井、打捞、完井、封水、采气等古老的工艺技术。

二十世纪初，一九〇七年清朝政府请日本技师在陕西延长油田钻井，采到石油，这是中国近代石油工业的开始。一九三八年地质学家孙健初先生详测了甘肃老君庙及石油沟构造，并在老君庙构造上拟定井位，一九三九年即获喷井，孙氏成为我国第一个较大油田——老君庙油田的发现人。但是，在旧中国石油工业发展极为缓慢，到一九四九年全国只有三个小油田，年产量仅七万吨，加上油页岩炼油，也只有十二万吨，石油地质及工程技术人员总共不到四十人。

中华人民共和国成立以来，在中国共产党的正确领导下，坚决贯彻自力更生、艰苦奋斗的方针，发现了许多油气田，石油及天然气产量成倍增长，从解放前夕的年产七万吨，到七十年代末期就达到了年产一亿吨以上，一跃而成为石油出口国。

三十多年来，我们已找到二百多个油气田，石油地质事业进入兴旺发达的新阶段。回顾解放后中国石油地质勘探历史，大致可分两个阶段：

第一阶段：从解放初期到一九六三年。解放初期，承袭了传统概念，以山前拗陷带的背斜构造为主要勘探对象，开展了大规模的石油普查和勘探。首先在堆积着巨厚中、新生界陆相沉积的一些山前、山间盆地和四川盆地龙门山山前带的露头区进行地面地质调查，发现盆地边缘有不少油气苗出露。在确定了圈闭构造的基础上，先后在酒泉、准噶尔、柴达木、塔里木、吐鲁番、鄂尔多斯、四川等盆地发现了油气田。一九五八年后开始“上地台”找油，石油勘探重点从西部转移到东部覆盖区，先后在华北、松辽开展了普查勘探，在四川盆地中部地台区发现了川中油田，并发现了威远及川南等气田。

一九五九年在地质部普查的基础上，石油工业部对松辽盆地开展了石油勘探“会战”。首先在盆地中央拗陷区中部高台子局部构造高点上，钻探了松基三井，国庆前夕喜喷原油。在获得工业油流之后，加速进行探边，仅用四个月的时间，相继从六、七口探井中喷出了原油，探明了大庆油田的轮廓。一九六一年初，初步探明了大庆油田的面积和储量，确定了它是世界上特大油田之一。周恩来总理在一九六三年第二届全国人民代表大会第四次会议上向全世界庄严宣告：我国石油基本自给，中国人民使用“洋油”的时代已经一去不复返！

大庆油田的发现，证明了陆相沉积盆地中不仅有大量的油气生成，而且可以找到大型油

气田，这就大大提高了我国其它中、新生代陆相沉积盆地含油气远景的评价。

第二个阶段：从一九六三年至现今。这一阶段，在陆相成油理论的指导下，地震勘探技术不断改进提高，在东部地区相继发现了山东胜利油田（1963年）、天津大港油田（1964年）、辽宁辽河油田（1969年）、陕甘宁的长庆油田（1970年）等。这些油田的发现，使我国石油产量迅速增长，从而改变了我国石油工业的落后面貌。

一九七五年河北任丘潜山油田的发现，揭开了石油勘探的新领域。首次在古老的中-上元古界白云岩中找到了巨大的地层油藏，标志着我国石油勘探进入一个新的时期。潜山油田的发现，是在地震勘探工作中使用数字仪和计算机处理后，准确地提供了潜山的位置、形态、内部结构等资料，综合研究其成油条件后，进而钻探发现的。随着任丘油田的发现，先后在渤海湾盆地发现了十几个潜山油气田。

在这一时期内，我们不仅找到了大量的背斜、断块等构造油气藏，还找到了地层超覆、古三角洲、古河道砂等多种类型的地层－岩性油气藏。与此同时，我们还扩大了海上勘探区域，在渤海、北部湾、珠江口、东海大陆架相继获得了可喜的成果。由于勘探力量不断地壮大，重新组织了西部地区的钻探。在柴达木盆地西部发现了高产的尕斯库勒油田；在塔里木盆地西南部发现了柯克亚油气田；在准噶尔盆地西北缘发现了新的含油地带。我国原油产量跃上了一亿吨的台阶，天然气产量达到了 140 亿立方米。

三十多年来，我国石油工业得到了飞速的发展，形成了一支年轻的、有一定科学理论水平和实践经验的油气勘探和科研技术队伍。石油地质理论研究领域中也取得了很大的成就。在中国石油工业发展的进程中，许多老一辈地质学家和解放后成长起来的中、青年地质学家都做出了卓越的贡献。

陆相生油理论的研究，在我国油气普查勘探中一直占有重要的位置。中国科学院、地质矿产部、石油工业部等所属的科研单位，以及有关的高等院校都做了大量的研究工作。

潘锺祥教授于一九四一年最早提出了“石油不仅来自海相地层，也能够来自淡水沉积物”的论点。四十年代，黄汲清、王尚文、高振西等也提出了湖相生油的看法。这都是根据我国当时已有油田的地质资料，对陆相生油进行了初步的探讨。

五十年代我国石油地质学家进一步总结完善了这一理论，如田在艺等人分析准噶尔、塔里木、鄂尔多斯、四川、柴达木、酒泉等盆地油气形成的地质条件，认为陆相生油层系形成的基本特征是：下降幅度大继承性强的中、新生代的沉积拗陷，湿润气候下的湖相沉积。一九五九年侯德封及中国科学院兰州地质研究所，总结了中国西北地区陆相油气田的形成条件，提出“内陆、潮湿、拗陷”形成大油气田的见解，曾被认为是一创见。但是，随着我国大量新油气田的发现，一些盆地生油层系中含有大量蒸发岩，“潮湿、拗陷”说就不够全面了。兰州地质研究所等单位从六十年代初期开始对青海湖现代沉积的考察，在第四纪沉积物中发现有沥青的形成，随后在柴达木盆地第四纪沉积中发现了气田，这证明了在近代陆相沉积中有烃类新生作用的存在。这一实践大大丰富了陆相生油理论。

一九六〇年石油工业部召开了全国油气田分布规律研究成果汇报会，比较全面、系统地总结了建国十年来石油地质理论与实践，提出了陆相生油的地质和地球化学的标志，阐述了我国陆相生油的一些具体条件。从有机质含量、生油层还原程度、有机质的转化条件等三个方面论述了陆相生油的必要条件是：存在着一定量的生油母质，具备使有机质聚集、保存并向石油转化的、稳定的还原环境。会议总结了中国陆相生油层形成的地质条件的基本规律是：在振荡运动作用下，以沉降为主的长期拗陷的湖盆形成的深水到半深水湖相沉积区，是

生油层形成和发育的最有利地带。

进入七十年代，当国内外有机地球化学研究有了显著的进展以后，生油理论研究又有了重大的突破。初步揭示了陆相生油与海相生油的本质。对陆相沉积盆地中有机质的丰富程度、演化阶段、转化效率，以及油源对比等方面都有了显著的进展。中国科学院贵阳地球化学研究所对石油演化阶段及生油模拟试验作了许多有意义的工作；地质矿产部对生油岩指标的选择及地质条件的综合研究也有新的发展；石油工业部石油勘探开发科学研究院及各油田的研究院（所），对陆相沉积盆地油气生成条件的研究均取得了可喜的成果。北京石油勘探开发科学研究院总结陆相沉积盆地油气生成时指出，陆相盆地的湖相沉积是形成良好生油层的主要环境，特别是近海湖盆的生油条件最为优越；持续下沉的拗陷是油气转化的有利条件；总烃含量大于205ppm，正构烷烃主峰碳数位置在C_{26}～C_{27}以前为生油层成熟的标志。

总之，我国大批陆相油气田的发现，进一步丰富了陆相生油的内容，在石油地质科学的基本理论上，有了新的补充和发展。

陆相沉积盆地的沉积类型和沉积相等对油气藏形成起着重要的作用。沉积相的研究，对分析盆地形成和生油、储油条件，寻找油气富集地带等，殊为重要。我国石油地质学家认为陆相沉积盆地有四种环境（山麓、冲积平原、沿岸、湖泊）及十种砂岩体：洪积冲积扇、河床、分流河道、三角洲叶状体（包括河口坝及远沙坝）、席状沙、沿岸沙坝、堡坝、谷沙、粒屑灰岩滩及水下浊积扇等。这些不同类型的储集岩都是在独特的物理、化学和生物条件下产生的，储集砂岩以砂岩体的形式出现，并且是控制油、气、水的基本地质单元。例如，洪积扇控制着克拉玛依油田的分布；大庆油田的油藏分布与自北而南的湖盆三角洲砂岩体有关；华北箕状凹陷广泛发育了具有浊流性质的水下冲积扇，它是在特定的地质构造环境中形成的。水下冲积扇砂岩含量高，储集性能好，且扇体多包围在生油层之中，生、储、盖组合组配合适当，故常形成重要的油气田。

在油气田的形成方面，从石油地质学的观点出发，对陆相盆地生油、运移、聚集、保存和破坏等方面，并结合中国地质构造的特点进行了全面的研究。

陆相沉积盆地油气运移的过程，与海相沉积区有其相似之处。但是，由于陆相湖泊沉积平面上分布范围较小，岩性-岩相在横向上变化较大，因此油气运移距离较短，一般以近距离运移为主，所以，在陆相沉积盆地中，生油区大致控制了油气藏的分布范围；生油区及其附近发育的圈闭是有利于油气富集的地区，形成了油源区控制油气分布的理论。

在油气勘探方法方面，由于陆相盆地油气的生成、运移、聚集、保存和破坏等方面具有一定的特殊性质，因此在勘探过程中逐渐形成了一套油气勘探方法。在一个地区通常用重力、磁力、电法、地震勘探及参数井钻探，研究区域构造、地层分布、沉积相的变化，研究油气生成条件，研究地下水动力条件等。综合分析这些因素，结合我国陆相盆地发生发展的特点，确定油气生成、聚集可能存在的位置，从而才能有效地布置探井，提高发现各种类型油气藏的效率。这种综合勘探方法，比以往单纯从构造条件去找油，有了很大的发展和提高。

回顾我国地球物理勘探技术的发展，五十年代运用光点地震技术，在发现克拉玛依、大庆等比较简单的大型油田起到了很大的作用。六十年代地震勘探使用了磁带模拟技术，发现了山东、大港等断块构造油气田。七十年代地震勘探广泛运用数字技术和计算机处理，发现了任丘等潜山油气田和岩性-地层油气田。可见地震勘探技术的发展提高，对油气田的发现有着重要意义。

总之，我国石油地质学家对陆相沉积盆地油气生成、运移和聚集规律，有了一定的认

识，总结出了陆相沉积盆地的一套油气藏分布模式。近年来，随着勘探技术的日臻发展，应用板块构造理论研究含油气盆地类型及演化，应用地震地层学来研究沉积特征和岩相古地理，对地层、岩性等非构造圈闭的油气藏，特别是潜山油气田勘探均取得长足的进展。这对我国陆相盆地内油气勘探将起指导作用。

新中国建立三十多年来，石油工业发展迅速，原油产量超过一亿吨，跨入了世界主要产油国的行列，建立了一些石油基地，发现了数百个油气田，其数量之大、类型之多都是罕见的。在这些巨大成就的鼓舞下，在广大石油工作者大量生产实践和科学实验的基础上，我们着手搜集国内外的文献资料，编写了《中国石油地质学》一书，试图对我国石油地质特征，油气生成、聚集和分布规律进行一些论述。

《中国石油地质学》首先立足于中国大地构造轮廓和各含油气大区的石油地质特征，同时也力图反映近年来国内外石油地质学的新进展和新水平，以期对我国今后的石油勘探及石油工业的发展有所裨益。

全书共分四篇十章。第一篇是中国区域构造轮廓及含油气大区的划分。从中国大地构造特征入手划分了三个含油气大区，并对各大区的构造演化及其与油气分布的关系作了论述。第二篇油气成因及中国生油岩系。介绍了国内外近代石油成因的新理论、新进展，并对中国生油层系的研究进行了分析和归纳。第三篇阐述了油气藏形成的基本条件及中国油气藏的主要类型。根据我国各油气区的实际情况结合油气运移、聚集的基本原理，论述了形成油气藏必须具备的基本条件；同时对我国油气藏的主要类型进行了划分和分析。第四篇为中国含油气盆地及油气田分布规律。对我国含油气盆地的成因类型的划分及其油气分布规律进行了论述。最后，对中国石油地质科学的发展和油气资源的远景进行了概括性的展望。

三十多年来，我国石油地质工作者在石油勘探的生产实践和科学实验的长期艰苦奋斗中，积累了极其丰富的经验和大量宝贵的资料，取得了丰硕的成果。近年来国内石油地质学的进展也是异常迅速的。《中国石油地质学》只能是反映这些成就的一个侧面。由于我们科学水平有限，一些认识还比较局限，有些提法还不够成熟，需要在实践中不断进行补充完善。这本书可作为“抛砖引玉”的尝试，期望不久的将来会有更多高水平的、完整的中国石油地质方面的论著问世。

第一篇　中国大地构造轮廓及含油气区的划分

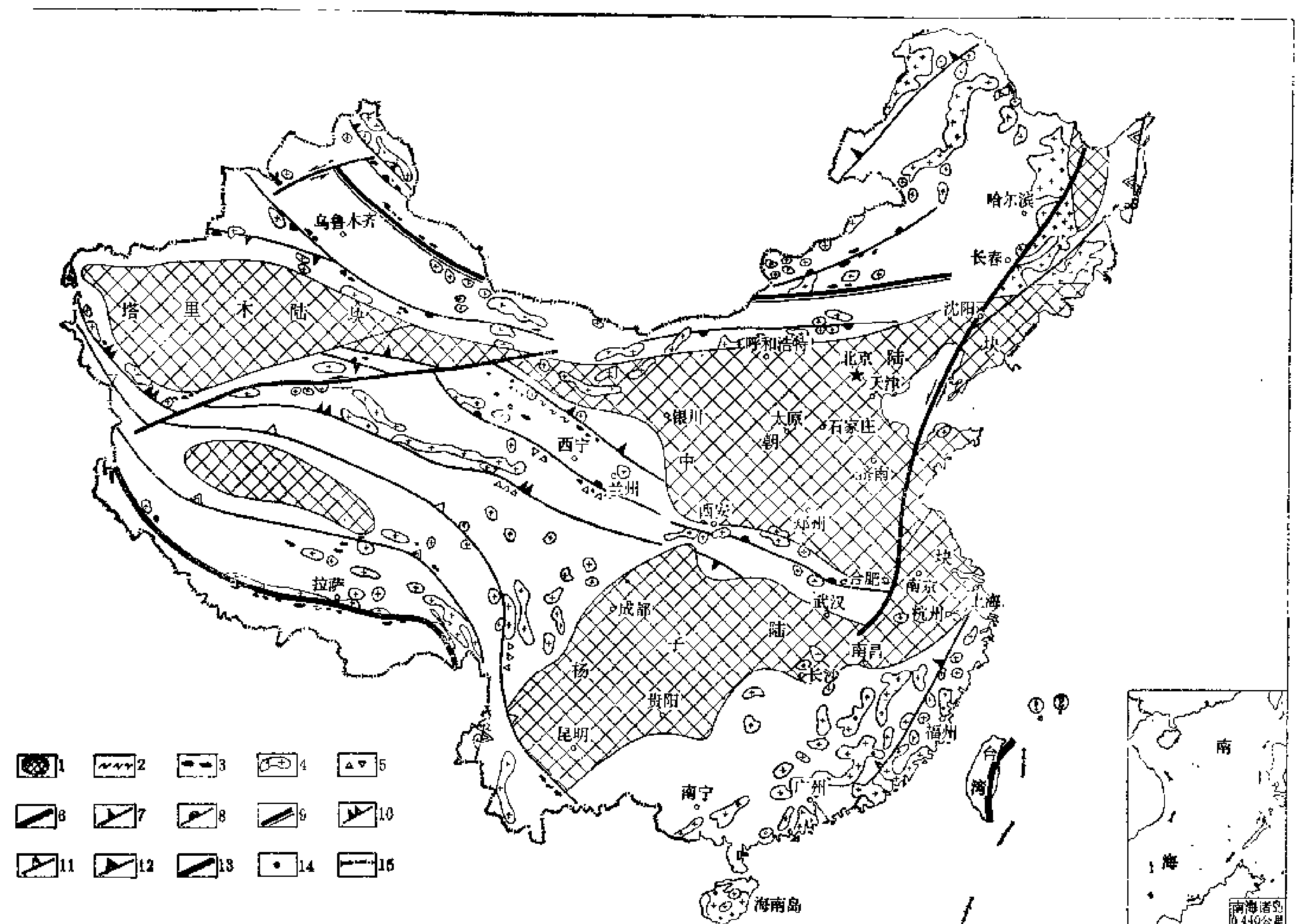
第一章　中国大地构造轮廓

关于中国大地构造的研究，我国著名地质学家李四光、黄汲清、张文佑、张伯声、陈国达、马杏垣、王鸿祯等教授都曾发表了不少论文及专著，从不同角度总结了我国地壳构造在时间上、空间上的发展规律和地壳构造的成因特点，形成了不同的大地构造学派。

七十年代，尹赞勋、李春昱、傅承义等教授把国外板块构造理论介绍到国内，对我国地质学界及各大地构造学派也产生了一定影响，把地质科学的发展推向前进。

板块构造是从本世纪六十年代开始逐渐发展的。由于使用了最科学的新技术和方法，并结合有关天体演化、地球物理学、地震学、地热学、海洋地质学、地磁学、同位素地质学等学科新的研究成果，再加上广泛应用人造资源卫星、海底勘测、洋底钻探等手段，对于占世界三分之二以上面积的洋底结构和特征，已有了全面的了解。这些成果证实岩石圈的构造单元是板块。板块的边界是大洋中脊（或洋隆）、转换断层、俯冲带和地缝合线。最初，勒比雄（Le Pichon）曾将全球岩石圈分成欧亚板块、美洲板块、非洲板块、太平洋板块、澳洲板块和南极板块等六个大板块。随着研究程度的深入，岩石圈板块的数目愈来愈多。这些板块的界限并不是大陆的边缘，除太平洋板块全为水域外，其它板块都包括部分海洋与大陆。板块的边界在不同地史时期是有变化的，这和海底扩张的阶段有关。板块由于对流的带动由中脊向两边扩张，在岛弧海沟地区或活动的大陆边缘处俯冲潜没地下，通过软流层完成对流的循环。在这种运动过程中，形成三种类型的板块边界。大洋中脊的扩张是与拉伸作用对应的，在扩张过程中岩石圈产生新的生长，造成离散型板块边界；聚敛型是一个板块与另一板块俯冲或碰撞，岩石圈发生消减，产生挤压作用；转换型与平移作用相当，岩石圈基本不发生增长或消减。这三种不同的板块边界，引起了地貌、沉积作用、岩浆活动都有明显的差别。但必须指出，这三种形态很少以单纯的型式出现。岛弧—海沟是挤压地区，但也可能有不大的平移运动；中脊扩张是张力作用地区，但也可能有平移作用发生。由于板块边缘类型不同，为研究沉积盆地提供了方便。实际上沉积盆地与这三种板块边界密切相关，它们是在板块拉开或聚合的不同发展阶段中形成的。掌握这些沉积盆地形成的构造背景，有助于判断它们在各个发展阶段的力学性质（拉张、挤压或剪切），对沉积盆地的沉积特征、地热史演变等就有了全面的了解。

总之，自板块构造理论盛行以来，人们不仅用它来解释各种地质现象，而且还用来阐明成矿作用和各种矿藏的分布规律。板块构造理论把造山运动、岩浆活动、变质作用、沉积作用以及成矿过程等有机地结合起来。板块构造理论认为，地壳和地幔最上部硬的固结部分组成的岩石圈（或构造圈），在地幔物质上涌导致破裂和海底扩张作用下，在称为软流圈和粘稠地幔之上的漂浮或载负运动，它包括海底扩张、岩石圈俯冲消减、大陆漂移、大陆碰撞和转



①钓鱼岛②赤尾屿

图1-1-1　中国板块构造略图

1—陆块；2—蓝闪石片岩；3—蛇绿岩带；4—同造山期花岗岩；5—混杂堆积；6—深断裂；7—加里东期板块俯冲带；8—早海西期板块俯冲带；9—中-晚海西期板块缝合带；10—中-晚海西期板块俯冲带；11—印支期板块俯冲带；12—燕山期板块俯冲带；13—喜马拉雅期板块缝合带；14—城市；15—国境线

换断层等几个相互联系的地质作用，构成了一个统一的地球动力学模型。

李春昱教授指出，从板块构造学说看，地槽的分布大都是围绕着陆块的边缘。以陆壳或过渡型地壳为基底的是冒地槽，以洋壳为基底有火山活动的是优地槽。在板块构造相互运动过程中，地槽沉降带受到挤压发生褶皱、断裂进而形成俯冲。褶皱带合并于陆块使其不断增生，在新增生的大陆边缘又形成新的地槽。地槽离陆向洋迁移，褶皱带依次逐渐变新。随着板块移动，地槽迁移，陆块边缘发生俯冲，形成俯冲带；或者随着洋壳的消减导致板块的遇合碰撞形成缝合线。这些构造线都有蛇绿岩带、混杂堆积及深断裂等标志相伴生。板块的边界，主要根据板块运动的三种形式——板块生长的大洋中脊、板块消减的海沟、板块间的转换断层来划分。陆块和边缘的陆缘山系，以及大洋壳可以同属一个板块，也可以分属于两个板块。

根据上述认识，结合我国地质构造的实际，可以认为：中国地质构造的主体是由前震旦系结晶变质岩组成的中朝、塔里木、扬子陆块及其周缘的地槽褶皱山系所组成。

李春昱教授认为：从显生宙以来的构造发展来看，中国及其邻区可以划分为四个古板块。它们是：中国板块包括其南北边缘地槽，位于中间；北为西伯利亚板块，包括其南部边缘的安加拉—蒙古地槽；西南为印度板块，包括其北部边缘的南特提斯地槽；东南为太平洋板块。四个古板块分别以克拉美丽—西拉木伦、雅鲁藏布江—印度河、台湾大纵谷（东台湾裂谷）三条缝合线为接触界线（图1-1-1）。

一、陆块的形成与演化

前寒武纪中国板块已出现三个稳定的陆块，即中朝陆块、塔里木陆块、扬子陆块。这些陆块自隐生宙形成以来，不仅抗住了周围各地质构造单元的推挤，而且接纳了由推挤作用而产生的地壳物质，在这些陆块的北、东、西南三个方向逐步增生加积，直至喜马拉雅期才最后形成今日的中国大陆及沿海大陆架。

中朝陆块基底形成于吕梁运动（17亿年前），由太古界迁西群、阜平群和中—下元古界滹沱群、五台群组成。北部以内蒙岩浆弧北缘赤峰—开源深断裂与中亚—蒙古褶皱系分界，南以龙首山南缘及秦岭北缘深断裂与秦—祁褶皱系分界。陆块内部从中—上元古界到中奥陶统以浅海相碳酸盐岩为主，属陆表海沉积。中奥陶世后上升为陆，直到中石炭世再度海侵，出现滨海沼泽平原沉积，早二叠世晚期转变为陆相沉积，从此结束了海侵历史。古生代时期由于南北秦-祁洋、蒙古洋洋壳向中朝陆块下部俯冲。陆块内部以东西向大型拗隆构造为主，无明显的褶皱变动，岩浆活动集中于岩浆弧地区。中生代以后，由于库拉—太平洋板块的影响，陆块东部改造成北东、北北东向构造。中生代初期，陆块东隆西拗，鄂尔多斯盆地形成，中生代后期及新生代西部隆起，东部裂陷，渤海湾盆地形成。

塔里木陆块形成于晋宁运动（10亿年前）和澄江运动（7～8亿年前），由太古界、元古界结晶岩、变质岩组成基底，南北以昆仑山山前深断裂和南天山深断裂与昆仑褶皱带和天山褶皱带分界，东以阿拉善地腰与中朝陆块相连。早古生代陆块内部为陆表海海相沉积，晚古生代转变为海陆交替相沉积，中、新生代为陆相沉积，在陆块西南及塔东有白垩纪—早第三纪海侵。由于古生代南北秦—祁—昆洋、蒙古洋洋壳相向向塔里木陆块下面俯冲，以及新生代印度大陆向北推挤和碰撞，陆块内部构造线以北西西或近东西方向为主。

扬子陆块形成于元古代末的晋宁、澄江两次运动，它曾是中国南方浩瀚的大洋上一小陆块。陆块内以康滇—川中—鄂西安山岩岛弧为中心，前缘有海沟围绕，后缘有浅海盆地和江南弧形隆起。震旦纪早期接受大陆冰川沉积，灯影期开始了海侵。从晚震旦世—中三叠世以浅

海相碳酸盐岩沉积为主，晚三叠世结束了海侵。加里东期形成了近东西向的乐山—龙女寺隆起，印支期形成了北东向泸州隆起。中生代因受库拉—太平洋板块俯冲的影响，陆块东部隆起，西部拗陷，四川盆地形成。新生代陆块东部裂陷，四川盆地隆起结束盆地的发育（罗志立，1979）。

上述陆块进入古生代以来，成为中国板块发育的核心，在不同时期以不同的方式相互作用，形成了不同方式的大陆增生加积，也形成了不同类型的含油气大区及沉积盆地。

二、中国板块发育简述

中晚元古代中朝—塔里木陆块与西伯利亚陆块之间的中亚蒙古洋开始扩张，陆块边缘沉积了一套冒地槽沉积，未曾发生俯冲，元古代末才发生褶皱变质作用并合併于陆块边缘（刘长安，1979）。早古生代中亚蒙古洋洋壳向南北俯冲，西伯利亚陆块边缘形成阿尔泰—萨彦—额尔古纳加里东褶皱带，俯冲带是额尔齐斯—中蒙古—德尔布干深断裂，中蒙古深断裂蛇绿岩套、混杂堆积发育，阿尔泰及额尔古纳见岩浆弧型中、酸性岩浆带与高温低压变质作用有关的红柱石、矽线石、十字石、堇青石等标志矿物的变质带（李春昱，1980）。中朝—塔里木北缘同样出现加里东褶皱带，西部哈克尔套乌山及博罗霍洛山北麓至北山见蛇绿岩套、混杂堆积及蓝闪石片岩带，俯冲带在哈克尔套乌、博罗霍洛至甘肃金塔一线，向东延至阴山北麓及赤峰深断裂带。晚古生代时期南北陆块相向漂移，中亚蒙古洋逐渐收缩，并向南北陆块下部俯冲。南北陆块及其陆缘山系于石炭纪中期首先在克拉美丽一带遇合碰撞；东部于二叠纪晚期在索伦山—西拉木伦河一带最后关闭。最终形成了规模巨大的准噶尔—南蒙古—兴安岭海西褶皱带。克拉美丽—蒙古南戈壁阿尔泰—索伦山—西拉木伦形成了巨型缝合带。沿这条界线不但分布着大量的蛇绿岩，在蒙古南部、内蒙还见到了混杂堆积和蓝闪石片岩带；而且这条界线恰与华夏和安加拉植物地理分界相吻合，同时也控制着不同的岩性-岩相带的分布①②。中国板块完成向北增生过程后，在吉林、黑龙江等地仍为晚二叠世海洋盆地，实际上已属环太平洋范畴的鄂霍茨克洋的一部分了。中生代洋壳沿那丹哈达岭海沟向西俯冲，形成东北地区宽广的中生代钙碱性岩浆弧。中、新生代准噶尔、天山、兴安岭褶皱带大部分地区隆起遭受剥蚀，而在收缩海缝合带及山间凹地形成了湖泊相沉积。

中国西南从祁连山到喜马拉雅山是一个广阔的褶皱区，它曾是相距很远的古亚洲大陆与冈瓦纳古陆之间的古海洋，它包括了秦—祁—昆地槽、北特提斯地槽、南特提斯地槽以及它们之间的远海区。早古生代秦—祁海沿中朝陆块南缘向北、扬子陆块北缘向南俯冲消减，形成祁连山加里东褶皱带及北大巴山褶皱带，沿俯冲带有大量的蛇绿岩套分布。而在陶来山以南仍保持着海侵，在那里形成了晚古生代优地槽。晚古生代末，新的地槽沿布尔汉布达山南缘深断裂向北俯冲，形成昆仑—秦岭海西褶皱带。俯冲带上盘有大量的花岗岩，沿俯冲带见有蛇绿岩套及混杂堆积。印支期北特提期地槽沿可可西里—金沙江—哀牢山深断裂多次向北向东俯冲消减，形成青海湖至西秦岭混杂堆积带、金沙江畔的蛇绿岩带、得荣地区的混杂堆积带，最后，松潘—甘孜印支褶皱带形成，再次扩大了塔里木—中朝陆块以及扬子陆块的面积，使之连成一个整体的大陆。燕山期地槽迁移到唐古拉山以南，藏北可能有一微型古陆存在。班公湖—那曲—怒江深断裂分布着一系列蛇绿岩带及蓝闪石片岩带，应属燕山期俯冲带，喀喇昆仑—唐古拉山则为早燕山期褶皱带。班公湖—怒江深断裂以南、雅鲁藏布江深断裂以北是晚燕山期冈底斯—念青唐古拉褶皱带，并有大量的晚燕山期中酸性岩浆活动。喜马

①姜春发等，“东北地槽区几点简要特征”，《第二届全国构造地质学术会议论文摘要汇编》，1978。
②吴长鉴，“西拉木伦深断裂”，同上。

拉雅期印度板块向北移动，特提斯洋缩小以至消亡，印度板块向北俯冲，最终与扩大了的中国大陆发生碰撞，形成著名的喜马拉雅褶皱带。从此结束了特提斯洋的发展历史，形成了雅鲁藏布江—印度河缝合线。沿缝合线发育大量的蛇绿岩及混杂堆积，同时这里也是强烈的地震活动带，构成了中国板块的西部边界。

中国板块东南部也是由扬子陆块向太平洋方向增生加积逐渐形成的。晚元古代古太平洋板块俯冲消减于江南岛弧前缘。早古生代扬子陆块上为陆表海或陆缘海沉积，在浙西、闽西、赣中南至桂东、广东等地，主要是一套冒地槽沉积，加里东期发生强烈褶皱并经轻微变质，形成加里东褶皱带。在该褶皱带东南缘丽水—松政—海丰存在一深断裂，沿此断裂断续分布着变质的中基性火山岩、基性超基性岩，并在闽北、武夷山、云开山等地见中压变质作用的蓝晶石和低压变质作用的矽线石、堇青石等特征矿物，证明有弧沟系存在。丽水—松政—海丰断裂西华夏—武夷—云开是加里东期岩浆弧，而深断裂则是俯冲带。海西—印支期在浙东、闽东、粤东至海南岛一带是晚古生代冒地槽复理石沉积。台湾省中央山脉变质岩系大南澳群是一套巨厚的晚古生代火山岩系（可能包括部分中生代），属优地槽沉积。这一海西—印支期优地槽向南北分别延伸到菲律宾、琉球、日本等地，证明台湾省及日本、菲律宾当时还与中国大陆联在一起，或紧临它的边缘。中国东南沿海广泛分布着中酸性侵入岩及火山岩，代表一个俯冲带前缘熔融的物质（郭令智，1979；罗志立，1979）。然而该俯冲带由于被中生代火山岩所覆盖，具体位置目前尚难以确定。但至少可以认为东南沿海应有一个海西—印支期岩浆弧褶皱系。在这岩浆弧西侧的湘桂地区，原加里东褶皱基底上沉积了泥盆系—中三叠统复理石建造，具有微型扩张性质，郭令智教授认为应属晚古生代至中三叠世的边缘海。中生代由于受库拉—太平洋板块的推挤，形成了浙、闽、粤沿海燕山期火山弧系，向东北方向可延至朝鲜东南部。燕山期火山弧实际上可分为浙闽早燕山期火山岩带和大陈—济州晚燕山期火山岩带，后者在航磁上表现为北北东向磁场变化强异常带。该带之东为大陈—济州深断裂，可能是晚燕山期库拉—太平洋板块的俯冲消减带。当时大陆边缘应属安底斯山型。喜马拉雅期太平洋板块俯冲消减带向东迁移至台湾省东部，并在我国东海、南海形成边缘海，大陆边缘由安底斯山型逐步转变为岛弧—边缘海型。台湾省东部大纵谷北北东向展布，长约150公里，西侧为台西冒地槽，东侧为台东优地槽带，喜马拉雅晚期东西山脉发生碰撞，形成我国东南部板块缝合带。

三、中国板块的演化规律

总观中国板块的发展历史，尤其中、新生代以来，可以认为它受到三个推动力的作用：西伯利亚板块向南的推动力，印度板块向北的推动力以及太平洋板块向西的推动力。这三个方向的作用力，对中国板块的发展影响极为深刻。

1.古生代由于中国板块与西伯利亚板块的相互作用，形成了古生代近东西向的弧形构造。中生代库拉—太平洋板块向西俯冲，使中国板块东部形成了北北东、北东向构造和火山岩浆弧，同时对古生代构造进行了改造。新生代则逐步演化为岛弧—边缘海，基性岩浆活动频繁，发生了微型扩张，整个东部地区逐步沉降，形成辽阔的平原及丘陵山地景观。中国西部由于特提斯洋不断向北俯冲消减，新生代印度洋扩张并把印度板块向北推挤，最后导致板块碰撞，使北西西向或近东西向的天山、祁连山、昆仑山诸老褶皱山系复活，形成著名的青藏高原。因此，西部地区北西西或近东西向构造线是在古生代构造的基础上，继承并发育起来的。

介于西部与东部之间的鄂尔多斯、四川、滇中地区，中、新生代以来，是中国板块内相

对稳定的地区，无岩浆活动。古生代构造线多呈近东西向展布，而中、新生代则被南北向或北东向构造线所代替，同时又受北东向、北西向构造线的干扰。

2.东部地区不同的构造单元，在中、新生代由于受库拉、太平洋板块毕乌夫带的控制，形成了统一的扩张型大陆边缘活动带。大陆边缘类型由中生代的安底斯山型转化为新生代的岛弧一边缘海型。因此处于扩张背景之中，裂陷作用显著。西部地区由于多次板块俯冲推挤，最后发生板块间的碰撞，形成聚敛型大陆边缘活动带。西部与东部大陆边缘活动带的区别在于，前者处于现今大陆内部，后者至今仍然继续由陆向洋发展之中。中部地区无强烈的碰撞作用，亦无急剧的裂陷作用发生，构造性质介于东、西两部分之间，属于过渡性质。因此，中部地区是中国板块内相对稳定的地区。

总之，由于中国板块演化的差异性，给我国含油气大区的形成，含油气盆地的发生、发展，以及油气的生成与聚集等方面的影响是深刻的，为中国石油地质描绘了一幅复杂而又多彩的图景。

第二章 中国含油气大区的划分及其特征

国内外油气勘探实践证明，石油及天然气都赋存于沉积盆地之中，而且与一定的大地构造背景有关。因此，研究含油气区的构造特征，沉积盆地的发生发展、构造格局、沉积性质，对油气藏的形成和分布有着重要的意义。只有在这些前提下，才能正确地分析、准确地判断含油气有利地区，指导油气勘探工作。

第一节 含油气大区的划分

综观中国板块构造的演化历史，古生代时期首先表现为中国板块和西伯利亚板块相对挤压和中亚蒙古洋的扩张与收缩，以及古特提斯洋壳从西南向中国板块下部俯冲消减。中生代以后逐渐发展成印度板块与中国板块的俯冲或仰冲，最后导致印巴次大陆与中国板块的碰撞，所以西部地区长期受到碰撞挤压作用，属聚敛型大陆边缘活动带。中国东部由于库拉—太平洋板块向西俯冲，边缘海的开放，扩张作用明显，属岛弧边缘海型大陆边缘。一部分地区由陆壳转化为洋壳，因此东部地区是扩张型大陆边缘活动带。介于东、西两部之间的地域则属于过渡区，它是受太平洋板块和印度板块活动影响及改造较小的地带。

中国平均布格重力异常及莫霍面深度资料反映出中、新生代以来地壳构造和地壳运动发展总的趋势，也是前述构造格局的综合描绘（图1-2-1、1-2-2）。

大兴安岭—太行山—武陵山重力梯度带以东、平均布格重力异常变化比较平缓，最大变值在正负50毫伽以下，异常呈北北东或北东走向，与中、新生代区域构造线相吻合。地壳厚度为29～40公里，并由东部沿海向西逐渐增厚。华北地区地壳和上地幔之间，具有深度较浅、波速为7.6公里/秒的壳-幔混合带（滕吉文等，1974），说明地幔顶部和地壳深部部分处于熔融状态，确实存在着地幔物质上涌，造成东部地区莫霍面和软流层顶面的上升，形成区域性的地壳隆起区。东部地区地貌上显示为平原或低丘陵特征。中、新生代有广泛的岩浆活动，并有自东而西逐渐减弱的变化规律。地热场也有较高的异常显示，地温梯度高，热流值偏大（参见表1-2-1）。

上述特点说明中、新生代以来，中国东部受库拉—太平洋板块华力夫带的控制，造成地幔上隆，地壳减薄，平均热流值大于1.5 HFU，基性岩浆活动频繁，分布广泛。

贺兰山—龙门山重力梯度带以西，区域布格重力异常呈北西西或近东西走向，重力值自北而南，波浪式地由高变低。北部阿尔泰地区异常值约－100毫伽，向南到青藏高原降低到－500毫伽以下。其中昆仑—祁连—大雪山重力梯度带向东与龙门山重力梯度带相会合，成为一巨大的弧形梯度带，把中国西部分成南北两部分。北部出现塔里木、哈密、准噶尔等封闭型重力高，地壳厚度一般42～50公里。南部为一很大的负重力值区，地壳最大厚度达70公里。青藏高原深处，地壳与上地幔之间也存在低速层，说明地幔顶部和地壳下部处于部分熔融状态。这一情况恰与青藏高原第四纪火山活动和高原热泉相吻合，证明自新生代以来，印度板块与中国大陆强烈碰撞和挤压，高原地区存在着壳、幔物质的分异作用和热膨胀，从而使地势不断上隆，莫霍面不断下陷，形成地壳拗陷区。西部地区地貌主要为高山区、有著名

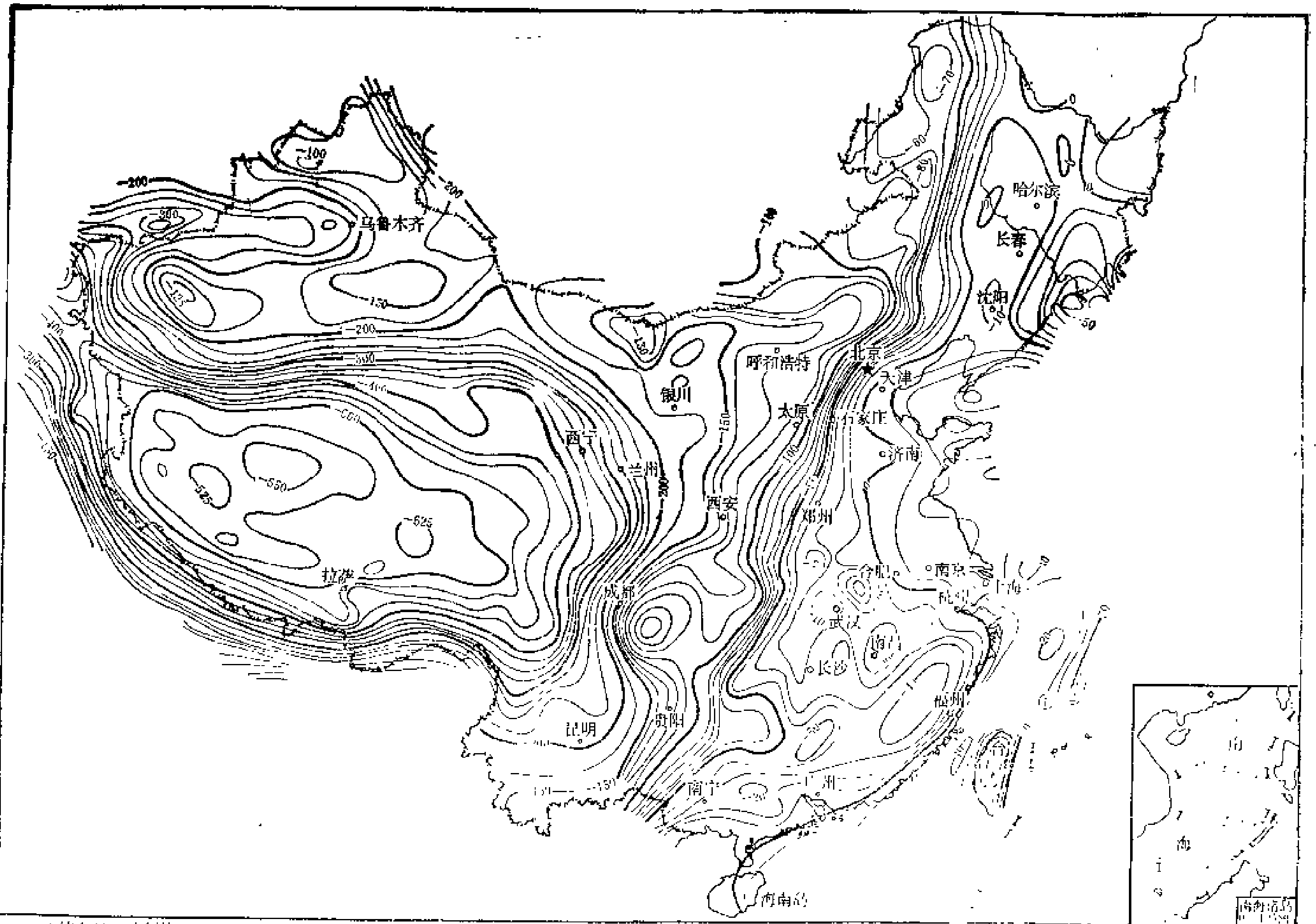


图1-2-1　中国平均布格重力异常图(据地质部物探所)

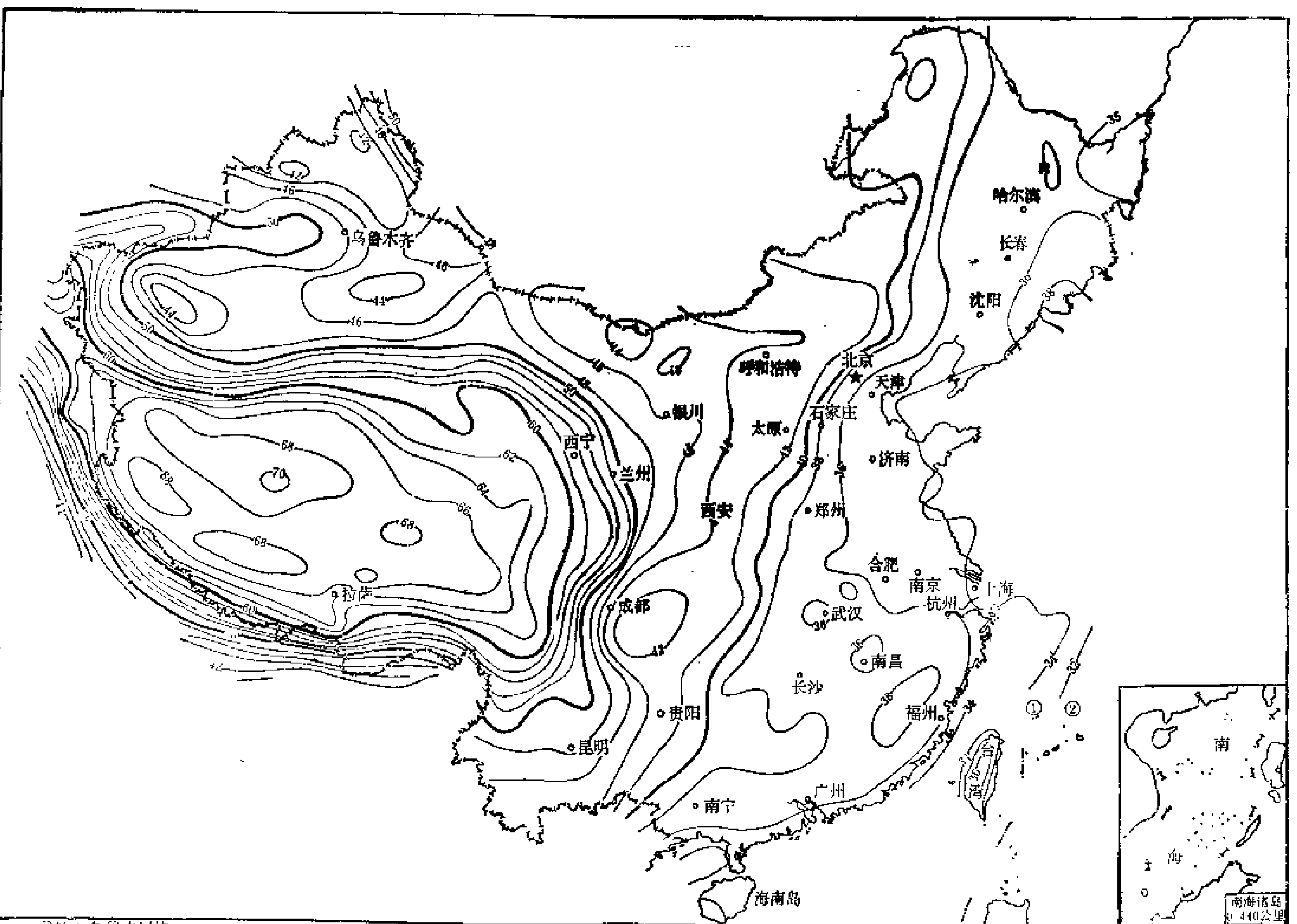


图1-2-2　中国莫霍面深度图（据地质部物探所）

表1-2-1 **中国东部地热场数据表**

地区	地温梯度，℃/100米	热流值（HFU）*
松辽	3.90～6.20	1.70
下辽河	3.29～4.65	2.24
黄骅	3.50～4.50	1.22～1.36
渤中		2.60 **
冀中	3.47～5.29	1.89～1.90
东营	4.05	1.33
沂沭断裂	3.40～4.10	1.34
苏北	3.60～4.00	

*HFU 为热流单位（$=1\times10^{-6}$卡/厘米^2·秒）。

**据解政文等（1980）。

表1-2-2 **中国含油气大区构造单元划分表**

构造区	含油气大区	隆起带名称	沉降带名称
中国西部聚敛区	中国西部含油气大区	1.阿尔泰挤压隆起带 2.天山—北山挤压隆起带 3.阿尔金走向滑动断裂隆起带 4.西昆仑挤压隆起带 5.祁连挤压隆起带 6.秦岭挤压隆起带 7.东昆仑挤压隆起带 8.甘孜—三江挤压隆起带 9.改则—安多挤压隆起带 10.冈底斯—念青唐古拉挤压隆起带 11.喜马拉雅碰撞隆起带	1.准噶尔—吐鲁番挤压沉降带 2.塔里木挤压沉降带 3.花海—潮水挤压沉降带 4.酒泉—民乐挤压沉降带 5.柴达木挤压沉降带 6.羌塘挤压沉降带 7.伦坡拉挤压沉降带
中国中部过渡区	中国中部含油气大区	12.贺兰山—桌子山断褶隆起带 13.龙门山—横断山断褶隆起带	8.鄂尔多斯沉降带 9.四川—西昌—楚雄沉降带
中国东部扩张区	中国东部含油气大区	14.大兴安岭扩张隆起带 15.张广才岭扩张隆起带 16.太行山—燕山扩张隆起带 17.阴山扩张隆起带 18.胶辽扩张隆起带 19.江南古陆扩张隆起带 20.浙闽粤扩张隆起带 21.华夏—云开扩张隆起带 22.东海边缘弧沟挤压隆起带	10.松辽扩张沉降带 11.渤海湾扩张沉降带 12.湘鄂西扩张沉降带 13.中下扬子—南黄海扩张沉降带 14.南盘江、湘江、钱塘江扩张沉降带 15.东海、南海扩张沉降带

（据张恺等，有所修改）

的“世界屋脊”——青藏高原，也有低于海平面155米的深陷的吐鲁番洼地。构造线以北西西向为主，在一些深断裂附近也有少量的中、新生代玄武岩，如酒泉盆地白垩纪玄武岩和塔里木盆地西南缘的第四纪玄武岩，但缺乏象东部地区第三纪盆地中那样广泛发育的基性火山岩。地热场由于资料较少，很难说明问题。但从少量资料来看，西部地温梯度偏低，如酒泉盆地第三纪为2.6°C/100米，克拉玛依油田为2.2～2.3°C/100米，塔里木西南拗陷柯克亚仅为1.74°C/100米。西部地区地热场值可能比东部地区要低。

太行山—武陵山重力梯度带与贺兰山—龙门山重力梯度带之间的地区，位于中国中部，重力异常值介于－100～－180毫伽间，异常走向近南北，四川地区为一封闭型局部高值区。中部地壳厚达40～50公里，处于东部地壳隆起区与西部地壳拗陷区的过渡带上。本区构造介于东部北北东或北东向和西部北西西向之间，反映出两种构造在区内相互交织，互相渗透。本区尤如羽状中轴，具有东、西两部过渡带的活动特点。构造活动比较稳定，中、新生代基本上无岩浆活动。

综合上述特点，结合板块构造活动的两大动力类型（扩张作用和聚敛作用），并从中国板块演化历史着眼，着重考虑中、新生代以来的地壳构造格局，可以把中国板块分成西部聚敛区、东部扩张区、中部过渡区三种不同的构造区域，相应地划分三个不同的含油气大区。

东部含油气大区：由于太平洋板块向西俯冲和中国大陆的仰冲，地壳减薄，地幔上拱，热力构造作用明显，张性构造发育，基性岩浆活动频繁，形成一系列北北东向或北东向岩浆弧为主的扩张隆起带和扩张沉降带。

西部含油气大区：由于印度洋板块向北推挤，印巴次大陆与中国大陆碰撞，挤压聚敛作用明显，造成地壳增厚和高山峻岭，形成一系列北西西向挤压隆起带和挤压沉降带。

中部含油气大区：介于前两者之间，印度板块向北推挤，使中部地区西缘形成近南北向的挤压断褶带和沉降带。

根据上述特点，考虑到中国板块的演化历史，同时突出沉积盆地的成因机制及分布，把中国板块划分如下的构造单元（表1-2-2）。

第二节　东部含油气大区的特征

中国东部是指大兴安岭—太行山—武陵山以东，琉球岛弧以西地区，包括东北、华北、华南及东南沿海大陆架。这一地区发育了松辽、渤海湾、江汉、苏北—南黄海、东海、珠江口、北部湾、莺歌海、南海中央、太平—礼乐滩等大型沉积盆地，华南地区发育了一系列小型盆地。这些盆地奠基于不同的大地构造单元之上，基底性质差异显著。松辽盆地基底是海西褶皱系的一部分，渤海湾盆地基底是中朝陆块的一部分，南襄盆地基底是秦岭褶皱系的东延部分。江汉、苏北—南黄海盆地则以扬子陆块为基底，东海基底为中、新生代褶皱系，珠江口盆地可能为海西至燕山期的褶皱基底，华南小型盆地及北部湾盆地基底为华南褶皱系。虽然，这些盆地座落在不同的基底之上，其发育历史和构造特征也不尽相同，但从大地构造位置来看，统属于中国板块东部大陆边缘活动带。尤其是自中、新生代以来，频临库拉、太平洋板块，大洋板块不同时期的演化，以及向大陆板块的俯冲消减，使东部各沉积盆地的发生、发展受到深刻的影响。

一、东部含油气大区的构造特征

东部中、新生代沉积盆地的特点是以正断层作为盆地的边界，而且盆地内也发育大量的

正断层，这些断层已为丰富的物探、钻探资料所证实。

松辽盆地在晚侏罗世时中部开始发育为小型地堑；至早白垩世登娄库期进一步发育为地堑—地垒构造；到中白垩世整体快速下沉，形成大型湖相沉积盆地；晚白垩世及第三纪盆地萎缩，在基岩隆起和差异压实作用下形成了大庆长垣。渤海湾盆地早第三纪块断裂陷作用明显，形成为数众多的断块构造，由于断层不是同时发育的，一侧为主干断裂，另一侧发育较差或不发育，形成掀斜断块，通常称为箕状凹陷；晚第三纪缓慢下降，成为统一的盆地。苏北—南黄海、江汉、北部湾等盆地与渤海湾盆地特征相似，白垩纪晚期—早第三纪均为断块构造；晚第三纪缓慢下沉为统一盆地。东海西部盆地、珠江口盆地白垩纪晚期—早第三纪为断块构造，晚第三纪快速下降，第四纪继续沉降，成为我国东南沿海大陆架的一部分。

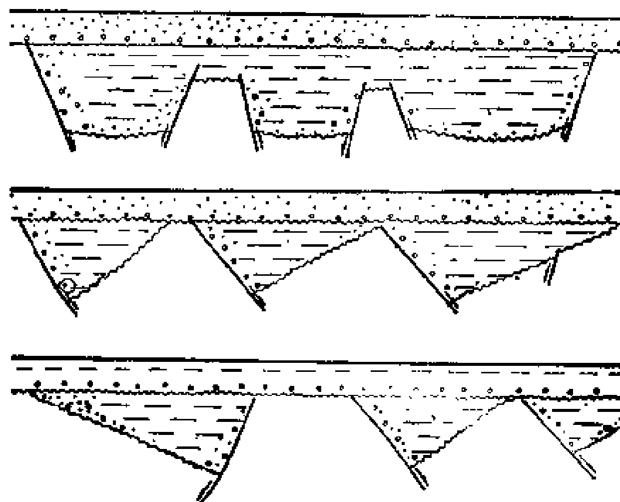


图1-2-3 东部沉积盆地结构示意图

因此，中国东部沉积盆地构造特征均属张性的地堑或半地堑类型．沉积凹陷受张性正断层控制，形成多凹多凸的构造面貌（图1-2-3）。

东部各盆地内的正断层（生长断层），都属于张性构造，在盆地中不仅分布广、数量多、规模级别不一，而且发育时间长短和先后也有不同。一般来说，规模大、发育早的断层控制着盆地内凹陷和凸起或大断块的划分，以及沉积建造和火山岩建造的分布，这类断层可称构造建造断层。规模较小的断层控制着次级断块的分布，以及沉积厚度、岩性-岩相类型的变化和局部构造的发育，这类断层可称为沉积生长断层（图1-2-4、1-2-5）。

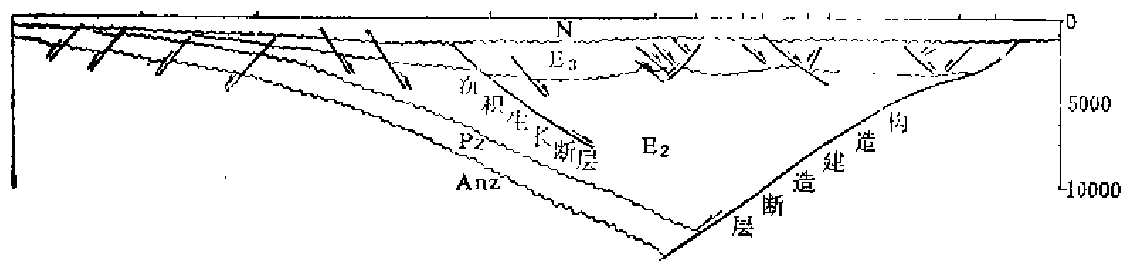


图1-2-4 生长断层类型示意图

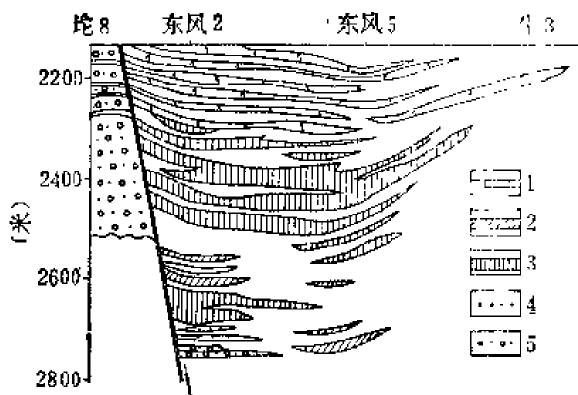


图1-2-5 生长断层控制岩性-岩相变化示意图
1—白云质灰岩；2—岩盐；3—石膏；4—砂岩；5—砂砾岩

上述断裂的活动性主要表现为：沉积作用和构造作用“同步”发生，都具有生长性质。断层产状上陡下缓，断面倾角一般为40～50°，状似勺形。水平断距大，据北京至山东的地震大剖面统计，全长320公里，共有46条正断层，使下第三系前基岩拉开的累计水平位移为57.7公里，扩张量为16%，平均每年扩张1.63

毫米（李德生，1980）。

国内外许多石油地质学家对生长断层都有专门的研究，其成因主要是重力作用或沉积物的差异压缩。重力成因的生长断层是指在沉积过程中，由于沉积物的不断增厚，因重力不稳定引起滑塌，使沉积层发生破裂。另一种原因是沉积物的性质不同，粗碎屑物与泥质物压缩比相差甚大，一般可达 2 ～ 3 倍，渤海湾盆地砂、泥岩压实试验表明，压缩比为 1 ～ 5 倍。松辽盆地湖相黑色泥岩孔隙度大，有机质含量高，含水也多，在上覆层厚1045米条件下可压缩到原体积三分之一，当上覆层为1300米时可压缩到四分之一（裘亦楠，1981）。由于差异压缩可以造成沉积层发生破裂，进而形成生长断层。当然，重力作用是随着地层厚度增加而加大；重力作用增大，沉积物的压缩程度也随之增加，二者有着息息相关的成因联系。上述两种因素虽然不可分割，但它们都与区域扩张作用密切相关。

根据渤海湾盆地三百多条重要的生长断层统计，由于边沉降、边隆起、边沉积、边断裂，断裂两侧地层厚度发生变化，因此可以根据厚度变化来分析断层形成和演化的过程。为了说明生长断层活动的强度，可以利用断层两侧同一岩层的厚度比率（下降盘厚度/上升盘厚度）来分析，这种比率称为“生长指数”。据对断层的统计，其发育可分三个阶段（图1-2-6）。

现以渤海湾盆地任丘断块为例，说明生长断层发育过程以及对沉积的控制（图1-2-7）。

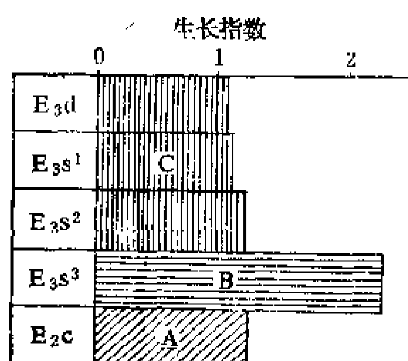


图1-2-6 生长断层发育阶段示意图
A—生长断层初发期，生长指数略大于1；B—生长断层剧烈活动期，生长指数最大；C—生长断层活动衰减期，生长指数变小

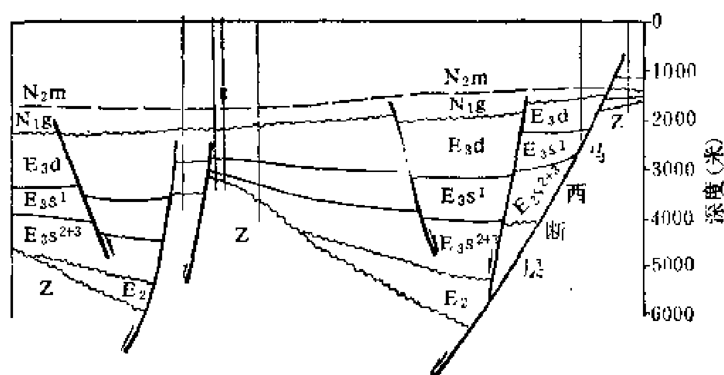


图1-2-7 任丘断块生长断层分布图

生长断层初发期：任丘断块掀斜活动开始，沉积补偿作用较快，地形起伏较大，沉积物多属充填性质，一般出现有始新统红色粗碎屑岩建造；生长断层剧烈活动期：断块体一侧急剧下沉，水体加深，出现渐新统沙河街组二、三段非补偿沉积，发育湖相砂泥岩建造，分割性减弱；生长断层活动衰减期：断块体活动减弱，出现沙一段及东营组杂色湖相砂泥岩建造。晚第三纪生长断层一般停止活动，盆地缓慢下沉，出现了披盖式冲积平原建造。综合上述，证明生长断层的活动与断块的沉积作用是“同步”发生的，也就说明断块体的构造作用与沉积作用是同期的。由于生长断层的活动性，导致断层上下盘之间剧烈的差异活动，在下降盘所形成的凹槽中沉积物快速堆积，沉积速度远远大于上升块的沉积速度（表 I-2-3）。由于沉积速度大，沉积岩体积愈大，生油岩的体积也相应增大。生油岩体积大，必然依赖于

表1-2-3　　　　东部各盆地凹陷内沉积速度表

凹陷名称	东营	沾化	潜江	周县	高邮	下辽	临南
沉积速度，毫米/年	0.22	0.24	0.24	0.32	0.13	0.14	0.31
沉积厚度，米	8000	8000	6800	7000	7000	4000	8000
地层时代	$E_2—E_3$	$E_2—E_3$	$E_2—E_3$	$E_2—E_3$	$E_1—E_3$	E_3	$E_2—E_3$

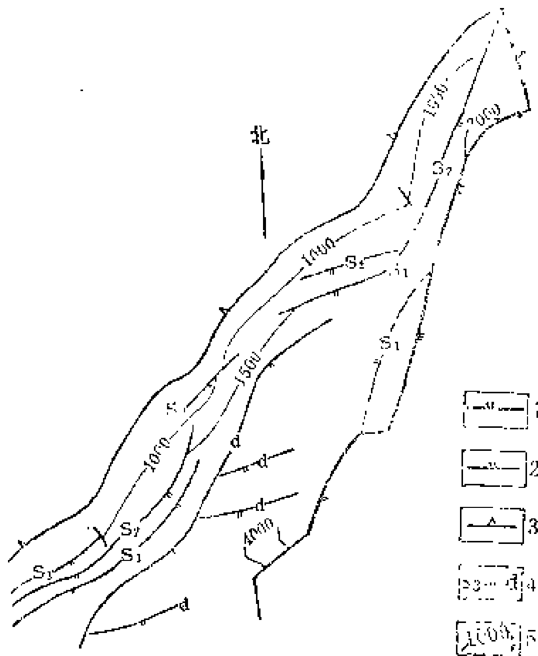


图1-2-8　生长断层活动规律示意图（据辽河石油勘探局）

1—构造建造断层；2—沉积生长断层；3—下第三系尖灭线；4—生长断层阶段活动期；S_3—沙三段，S_2—沙二段；S_1—沙一段；d—东营组；5—下第三系底等深线（米）

凹陷的沉降幅度大和沉积速度快，这是东部断陷盆地“小而肥”，油气比较丰富的重要原因之一。

生长断层在断陷中的分布一般由边缘向中心活动时间逐渐变新，边缘生长断层深度可达基岩，而断陷中心断层深度愈来愈浅（图1-2-8）。

东部各盆地的断裂活动，控制着火山岩的分布。中生代主要是中酸性、中基性火山岩，新生代为基性火山岩。据渤海湾盆地玄武岩分析，岩石类型主要为富辉玄武岩及斜长玄武岩。根据玄武岩化学成分资料计算，岩系指数(σ)绝大部分在大于1和小于3.3的范围内（仅少量数值大于6），Al_2O_3大部小于16%，玄武岩类型应属亚碱质系列中的拉斑玄武岩亚系（郑学正，1978）。

综合上述种种特征，可以认为中国板块东部处于扩张环境之中，地壳活动受裂陷作用的控制。

二、东部含油气大区的构造发育史

中国板块东部边缘叠置在时代不同的构造单元之上，中、新生代时期濒临库拉—太平洋板块的俯冲带，其挤压和扩张、隆起和沉降，以及大规模的岩浆活动，构成了总体呈北东—北北东向的隆起带和沉降带。

李四光统称这一地区为新华夏构造体系，黄汲清则称之为滨太平洋构造域。黄汲清认为它是“太平洋与亚洲大陆之间沿西太平洋岛弧带强烈作用的结果。它可分为内外两带，内带主要是新生代构造带，包括西太平洋岛弧和各边缘海盆；外带主要是中生代构造带，包括亚洲东部滨太平洋中生代地槽褶皱带和中、新生代大陆边缘活动带”。

关于中国板块东部的构造演化，主要根据各盆地的沉积旋回、生物组合、地壳变动的性质，即从构造地层学入手，可以得知东部地区的构造演化经历了印支期、燕山期、喜马拉雅期三个阶段的发育过程。

印支期开始，中国板块东部边缘可能属于安第斯山型。晚三叠世时期，库拉—太平洋板块沿中国板块边缘俯冲消减，使日本本州、朝鲜南部玉井、中国东南沿海印支地槽封闭。这一构造变动使我国东北、华北大面积隆起，只是在阴山、辽西、太行山东麓临城等地产生了

小型山间断陷，堆积了山麓碎屑岩建造。下扬子地区发生海退，并发生褶皱隆起，局部地区沉积了煤系（安源煤系）。这一时期东部总的构造背景是大面积拱隆，并产生褶皱断裂和岩浆活动。

早燕山期（J_1～J_2）：经过较强烈的晚印支运动后，滨太平洋燕山地槽大幅度沉降，中国板块东部仍保持着大面积隆起的格局，局部有小型断陷，内有含煤沉积，并有火山喷发。

中燕山期（J_3～K_1早期）：库拉—太平洋板块北北西向俯冲消减，滨太平洋燕山地槽褶皱，中国东部大陆边缘出现有大量火山岩和花岗岩组成的岩浆弧，弧后出现断陷，松辽弧后裂谷盆地开始发育，充填了火山岩建造和山麓河流相含煤碎屑岩建造。

晚燕山期（K_1）：滨太平洋燕山地槽最后关闭，中国板块东部边缘由挤压阶段转变为拉张阶段，松辽弧后裂谷盆地最为发育，沉积了巨厚的湖相砂泥岩建造。渤海湾、江汉、苏北一南黄海、华南等大陆裂谷开始发育。

总之，燕山期是中国板块东部边缘活动最剧烈的阶段，这时库拉—太平洋板块俯冲消减活动进一步加剧，大陆边缘活动带早期表现为强烈的褶皱断裂作用和大规模的岩浆活动，形成北北东向岩浆弧，中期弧后出现裂谷，松辽盆地开始形成。晚期东部由挤压逐渐转变为拉张作用，松辽盆地大规模沉降，由裂陷初期转化为急剧裂陷期。华北、下扬子、华南等地出现小型裂谷，形成东部地区第一套生油岩系。

喜马拉雅阶段，可分三次重要的构造幕，喜马拉雅运动第一幕发生在始新世与渐新世之间（相当于华北运动第一幕和吴堡运动），喜马拉雅运动第二幕发生在渐新世和中新世之间（相当华北运动第二幕和三垛运动），喜马拉雅运动第三幕发生在上新世与更新世之间（相当华北运动第三幕和东台运动）。这三次运动对中国板块东部边缘影响颇为重要，使板块东部由安底斯山型大陆边缘逐步演变为西太平洋岛弧一边缘海型大陆边缘。

喜马拉雅早期（K_2～E_3）：这一阶段中国板块东部仍为安底斯山型大陆边缘，日本、台湾、菲律宾的晚燕山褶皱带构成了板块边缘的岩浆弧，在此弧后发生了珠江口、莺歌海等弧后裂谷盆地，板块内部发生了渤海湾、苏北一南黄海、江汉、北部湾、南襄等大陆裂谷盆地。沉积了山麓红色粗碎屑岩建造、湖相蒸发岩建造、湖相砂泥岩建造及基性火山岩建造，形成了东部地区第二套含油岩系。松辽盆地开始萎缩，处于缓慢下沉时期。

喜马拉雅晚期（N_1～Q）：中国板块东部由安底斯山型边缘转变为岛弧一边缘海型边缘。由于喜马拉雅运动第三幕形成了日本四万十一东海中央隆起一台湾中央山脉岛弧带，弧后扩张形成东海西部裂谷盆地，沉积了上第三系近海湖相及近海冲积平原建造，成为中国东部第三套含油岩系。与此同时，渤海湾、苏北一南黄海、江汉等盆地缓慢下沉，转化为拗陷。南海开始扩张（E_3～N_1），中央海盆形成。上新世琉球岛弧形成，弧后扩张成为东海东部弧间盆地（即冲绳海槽）。第四纪渤海、黄海、东海全部沉没于海底，形成大陆架、大陆坡等海底地貌。而伊豆一马里亚纳岛弧—海沟系的形成，太平洋板块俯冲带迁移至伊豆一马里亚纳海沟，至今中国板块东部边缘仍处于继续发展之中。

综合上述，中国板块东部边缘的构造演化反映了中、新生代板块逐渐向东增生。在这一增生过程中形成了中国东部的中、新生代沉积盆地。其中有三次重要的成盆期，即晚燕山期、早喜马拉雅期和晚喜马拉雅期。这三次成盆期形成了三套主要的含油岩系。

中国东部中、新生代沉积盆地经多次发育，造成了多次沉积间断或不整合，同时块断裂陷作用强烈，断层多，岩性岩相差异性大，这些因素都直接或间接地影响着含油气层的发育和油气资源的分布。

表1-2-4

中国东部含油气大区中、新生界地层对比表

地层系统（系）	地层系统（统）	代号	松辽盆地	渤海湾盆地	南襄盆地	江汉盆地	苏北盆地	清江盆地	北部湾盆地	珠江口盆地	东海西部盆地	构造运动	构造期	
第四系	全新统 更新统	Q	第四系	平原组	平原组	平原组	东台组	第四系	第四系	第四系		喜马拉雅运动第三幕	喜马拉雅期	晚期
上第三系	上新统	N_2	太康组	明化镇组	上寺组	广华寺组	盐城组	—	望楼港组	万山组	上新统			
上第三系	中新统	N_1	大安组	馆陶组				—	佛罗组 角尾组 下洋组	粤海组 韩江组 珠江组	上中新统 中中新统 下中新统			
下第三系	渐新统	E_3	依安组	东营组 沙河街组	廖庄组 核桃园组	荆河镇组 潜江组	三垛组 戴南组	—	涠洲群	珠海组	下第三系—上白垩统	喜马拉雅运动第二幕		早期
下第三系	始新统	E_2		纯化镇组 孔店组	大仓房组	荆沙组	阜宁组	临江组	流沙岗组	始新统—古新统—上白垩统		喜马拉雅运动第一幕		
下第三系	古新统	E_1	?	?	玉皇顶组	新沟嘴组	泰州组	新余组 清江组	古新统					
白垩系	上统	K_2	明水组 四方台组	上白垩统		渔洋组	赤山组 浦口组	南雄组	极石群					期
白垩系	下统	K_1	嫩江组 姚家组 青山口组 泉头组 登娄库组	下白垩统	—	—	葛村组	—	鹿田湾群	—	—	晚燕山运动	燕山期	晚期
侏罗系	上统	J_3	上侏罗统	上侏罗统	—	—	火山岩组 西横山组	—		—	—	中燕山运动		中期
侏罗系	中、下统	J_{1+2}	—	—	—	—	象山组	—	—	—	—	早燕山运动		早期
下伏地层			P_Z	A_{nz}、P_{t3}、P_z	A_{nz}、P_z	P_z	P_z	T、A_{nt}	P_z			印支运动		

中国东部中、新生代沉积盆地的演化过程，无论是中生代还是新生代盆地都经历了拱升、裂陷初期、裂陷最盛及缓慢下沉或上升这四个阶段。这一演化过程与中国板块边缘的增生过程是密切相关的。

中国东部含油气大区中、新生界地层对比表可参见表1-2-4。

三、东部含油气大区的沉积特征

中国东部中、新生代以来，由于受库拉—太平洋板块俯冲的影响陆块破裂而形成盆地，构成了地堑或半地堑的裂谷系。就其自然地理条件而言，裂谷系内的湖泊多属近海或内陆湖泊，地势切割较剧，气候干旱、潮湿交替出现，形成比较特殊的沉积类型。

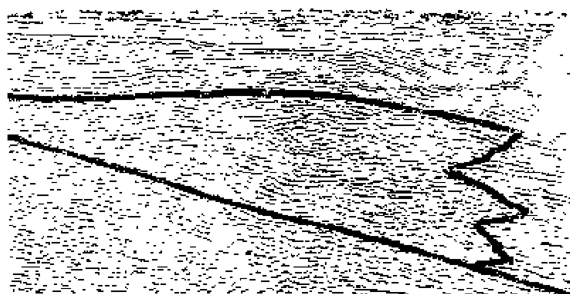


图1-2-9　冀中拗陷西缘冲积扇杂乱地震相地震反射剖面图

盆地裂陷初期，地形起伏较大，红色粗碎屑岩、蒸发岩、火山岩组合发育。以研究较多的渤海湾盆地为例，始新统在大山边缘出现一系列冲积扇，有名的北京长辛店冲积扇就是一个例子。近年来利用地震资料进行研究，在太行山东麓发现了一系列冲积扇。作为冲积扇的杂乱地震相（图1-2-9），它内部的杂乱反射反映沉积物粗而无层理，平面上呈扇形，剖面上以楔状插入相邻地震相中。位于该相前端的探井资料证实，始新统为红色、杂色砂砾岩、砂岩与泥岩互层，为冲积扇前端边缘之沉积物。

上述冲积扇多是季节性山间河流流出山口的冲积物。与此同时，在部分凹陷内发育了一些盐湖沉积和火山岩喷发，反映了盆地发育初期，地形起伏较大，气候干旱，构造活动频繁的特征。

盆地最大裂陷期，湖水扩大，水体加深，由于季节性洪水由山地峡口流入湖盆，造成高密度流，直接插入湖泊内部，形成了水下冲积扇或扇三角洲等。这类沉积具有重力流的特征。在黄骅、济阳、下辽、冀中、苏北等拗陷的早第三纪沉积中，以及松辽盆地早白垩世泉头组及青山口组下段沉积中均有发现①。

王德发等②对重力流特征作了如下概括：

1.在一些层段中，具递变层理的砂岩或砂砾岩普遍发育，尤其是东部下第三系渐新统各类砂岩较常见，松辽东南部下白垩统泉头组及青山口组下部也有发育。递变砂岩有三种情况：（1）由粗到细的正递变砂岩，多数属于包马序列的A段；（2）细—粗—细的双向递变砂岩；（3）由细到粗的反递变砂岩或砂砾岩。

2.在沉积剖面的某些层段中，有发育明显的包马序列岩性组合。这是典型的浊流沉积剖面，如黄骅、下辽、冀中渐新统沙河街组沙三段及松辽盆地南部青山口组均见这类剖面。沉积规模虽不大，但包马序列层序清晰，C段的粉砂岩层段有砂、泥混杂，小型柔褶等比较发育。

3.有的剖面层段为质纯暗色块状泥岩夹块状砂岩，砂岩底部常有底痕发育，顶部与泥岩突变接触，近底部有时发育反递变层理，中部为块状层理局部有碟状构造及水平层理。灰黑色泥岩质纯，可能是深水湖盆沉积。

---

① 文琼英、张川波：“松辽盆地东南隅重力流沉积”，《长春地质学院学报》，1981年第3期。

② 王德发、孙永传等，“断陷湖相盆地的重力流沉积与油气分布”，1980。

4.上述递变砂岩、块状砂岩等进行粒度分析，所作概率曲线及C—M图解等，其特征表现为明显的悬浮搬运形式。C—M图解形式有两种情况：（1）平行C—M基线，为浊流型；（2）具有滚动段的浊流型。概率曲线为向上微凸的单一悬浮总体。这些说明水动力作用以浊流和带有一定滚动的浊流为主。岩石结构为分选差的砾、砂、粘土混杂结构。

综上所述，由于盆地断层发育，沉积物源为近源，直接来自盆地周边的陆地高山，沉积物是在重力作用下的块体搬运方式，沉积作用是重力流沉积，搬运沉积物水动力条件为洪水浊流。因此表现为浊流作用不充分、层序不完全，颗粒搬运方式，尚带有一定的冲积作用；另一种情况在湖盆深凹处为高密度浊流作用，这种高密度流沉积，在东部盆地发育较为普遍，构成了湖相暗色泥岩及浊积岩组合。

重力流的沉积类型目前研究有三种：

1.深水浊流砂体

这类砂体分布在湖盆凹陷内部，剖面上以大套暗色泥岩中夹有韵律频繁的砂、泥岩段为特征，具有明显的包马序列（图1-2-10）。砂体形态上成舌状或透镜体。如下辽西部凹陷、黄骅拗陷下第三系沙河街组三段沉积最为典型。

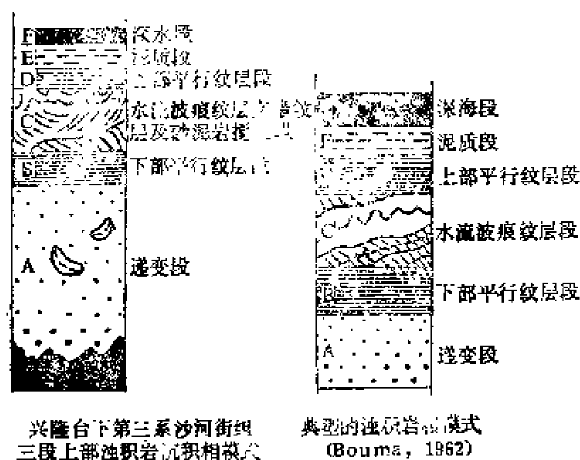


图1-2-10 渤海湾盆地下辽西部凹陷下第三系沙河街组三段浊积岩沉积模式图（据辽河石油勘探局）

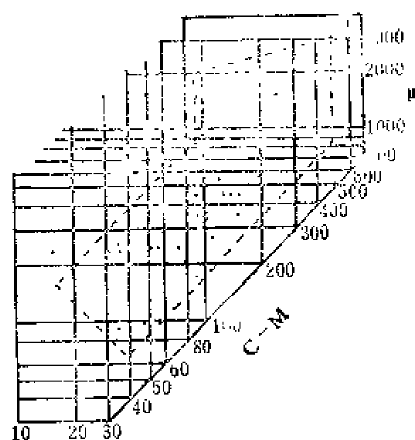


图1-2-11 下辽西部凹陷下第三系沙三段上部浊积岩粒度C—M图（据辽河石油勘探局）

辽河西部凹陷沙三段上部深水浊流砂体，它的递变段最厚，其中混合有大量的泥质团块，泥质为灰褐色与下伏泥岩段颜色一致，其基质中尚保存完好的孢粉及藻类化石，化石组合与下伏地层的化石组合一致。这是由于浊流体流入湖泊时前冲力强，它将湖底尚未完全固结的泥质及湖底化石卷入浊流体内。辽河沙三段递变层粒度C—M图表现为递变悬浮区，点的分布平行C—M基线（图1-2-11）。电性特征在中心相多为连续高电阻低自然电位隔层少，断阶部位递变粒度韵律性较强，深湖相部位电性平直（图1-2-12）。

2.水下冲积扇

它是近源山洪携带的大量粗细不等的碎屑，直接通过峡谷进入湖盆陡岸形成的扇形砂体。以砂岩为主，分选差，并常夹在暗色泥岩之中，呈由粗到细的韵律结构。在扇根、扇中和扇端，其沉积序列又有差别，后者有类似典型的包马序列的浊积结构，并以C、D和E段为主。水下扇是悬浮状态及滚动状态搬运沉积。有重力流沉积特点，又因在浅水中有一部分为冲积性质的沉积特点，有时表现有波浪的改造作用，有一定的分选性，而且扇形砂体的堆

积是间歇性的，是近物源的堆积。因此，水下冲积扇是在特定的地质构造环境中形成的，与前积型近源三角洲不完全相同。

水下冲积扇在地震反射上具有强振幅丘状地震相的特点（图1-2-13）。

图中两个丘状地震相，反映了水下扇是多次叠加形成的，平面呈扇状分布。这种丘状相内部反射强而连续，并与顶面平行，表明其内部成层性好，岩性粗细相间，具有韵律性。向湖盆内部渐变为较连续弱振幅相，即进入了深湖相沉积区。经钻探证实，丘状地震相代表了深水环境中的水下冲积扇。

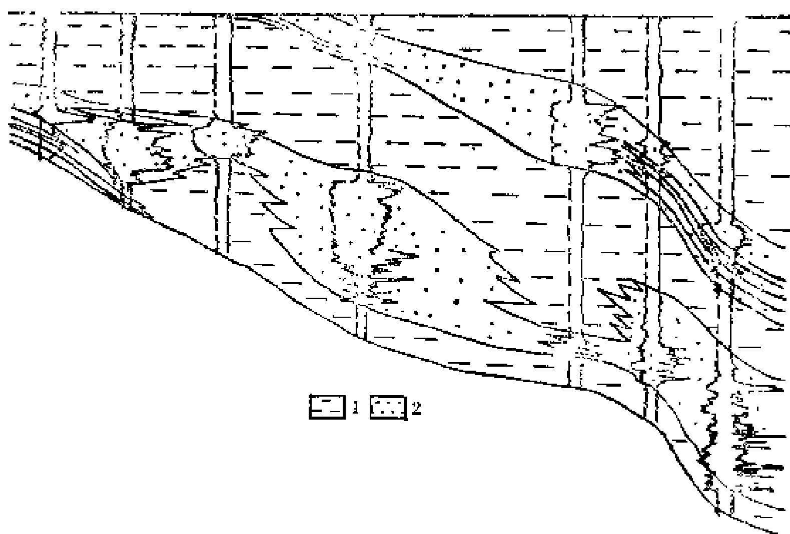


图1-2-12　下辽河西部凹陷下第三系沙三段上部沉积剖面图（据辽河石油勘探局）
1—深湖相；2—冲积扇

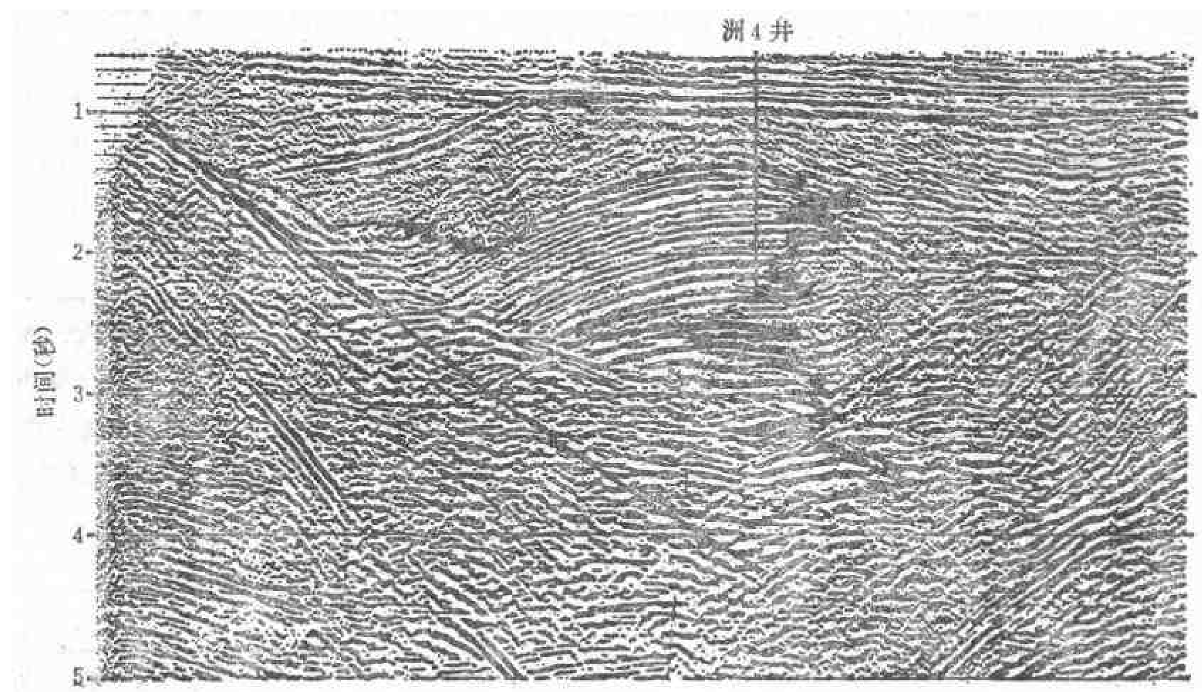


图1-2-13　冀中拗陷丘状地震相地震剖面图

3.扇三角洲

扇三角洲是一种近源三角洲，由于距离物源区近，因而在三角洲平原沉积中可发育分支河道的粗粒碎屑岩沉积，多由泥质胶结，分选差，常有粘土斑条、泥砾和炭质植物碎片。正旋回、槽形交错层理、底部常有冲刷面，为河床砂岩的沉积层序或辫状河道沉积层序。而三角洲前缘沉积中，局部也可以出现浊流和重力滑动作用所形成的砂泥岩互层的韵律式沉积。

扇三角洲地震剖面上具斜交前积地震相的特征，有较明显的顶超和下超现象。前积相在

靠近物源一侧为较连续弱振幅相，而远离物源区的前积相前缘则出现较为连续的中振幅相（图1-2-14）。

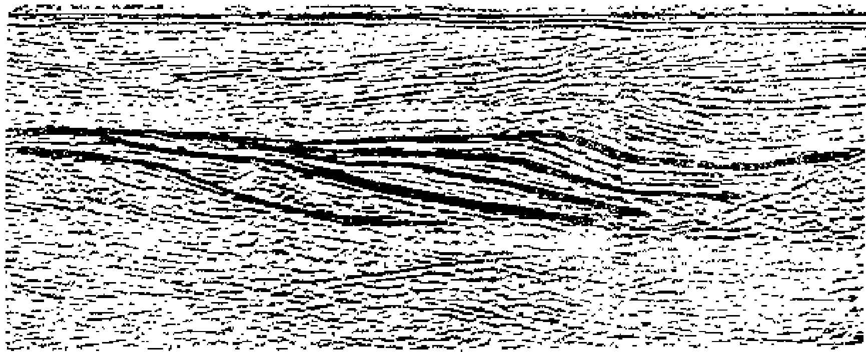


图1-2-14　冀中拗陷斜交前积相地震剖面图

在斜交前积相分布范围内的探井证实，岩性为灰、深灰色泥岩及砂岩的不等互层，夹有多层炭质泥岩与煤层。砂岩以细砂岩为主，分选好。炭质泥岩、泥岩、砂岩组成多个反向韵律，电位曲线亦呈前积式。

沉积体系	剖面特征	发育阶段	沉积相	岩石组合	沉积特征
		裂陷后期	河流三角洲—浅湖相	灰白色砂岩、砂砾岩，灰色泥岩	盆地变浅，沉积由多条支流河道入湖，形成三角洲平原，并有火山喷发
		裂陷极盛期	深湖相—浊积相	深灰色泥岩、油页岩，透镜状砂砾岩	盆地急剧下沉，湖面扩大，沉积了深湖相沉积，岸边高密度流发育，并有火山喷发
		裂陷初期	浅湖、盐湖相—冲积相—扇三角洲相	中基性火山岩，蒸发岩，红色砂岩、砾岩及灰色泥岩、白云质灰岩	盆地发育初期，构造活动频繁，有火山喷发。地形起伏较大，出现封闭性湖湾及盐湖，洪积、冲积扇发育

图1-2-15　东部含油气大区早第三纪沉积盆地发育阶段与沉积作用示意图

上述三种重力流沉积砂体都是有利的储集岩，东部盆地中许多油气田的分布都与这些砂体有关。

东部盆地裂陷后期，由于湖盆的充填，地形夷平、河湖交替，网状和蛇曲河流为主的冲积平原基本充填了整个湖盆，组成了红绿相间的杂色碎屑岩组合。

总观东部含油气大区的沉积作用严格受裂谷系演化的控制，其主要发育阶段及沉积特征如图所示（图1-2-15）。

第三节　西部含油气大区的特征

中国西部是指贺兰山、龙门山、横断山以西，包括了新疆、青藏高原、甘肃走廊等地区。其中发育了我国最大的沉积盆地——塔里木盆地，以及准噶尔、吐鲁番、柴达木、酒泉—民乐、伦坡拉等盆地。这些盆地除塔里木是结晶基底外，其它盆地均奠基在不同时代的褶皱带上。

西部地区北西西或近东西向造山带，如阿尔泰、克拉美丽、天山、昆仑山、冈底斯—念青唐古拉山等。这些造山带在不同的地质历史时期是以弧沟系的形式出现的，它们以中朝—塔里木陆块为核心，由老到新依次向外增生发展，新生代印巴次大陆与中国大陆发生碰撞，结束了特提斯洋的发育历史，形成了中国西部的聚敛型大陆边缘活动带。这一活动带处于现今大陆内部，从古生代到新生代均属聚敛型边缘。由于板块碰撞，这一强大的推动力、造成了西部地区的沧桑巨变，改造了古生代以来的构造面貌。但是它的构造除了继承古褶皱带强烈活动的特征外，同时也发生了新的差异活动。

西部地区由于发育着不同时期的弧沟系，因此一些沉积盆地早期是以弧后盆地的形式出现的。后期强烈的碰撞作用，使古褶皱山系复活，地势剧烈上升，由于均衡调整，迫使莫霍面下降，地壳增厚，造山带的构造负荷作用增大，促使临近山系边缘的地壳向造山带方向弯曲下降，从而形成了碰撞山前盆地（山前拗陷带）。另一方面，造山带上升、断裂活动较剧，在山系间产生一些断陷、形成碰撞山间盆地。由此，西部含油气大区的构造特征则别具一格。

一、西部含油气大区的构造特征

前已述及，西部沉积盆地形成与造山带活动有关，由于盆地地壳向造山带方向弯曲下降，在山前一般堆积沉积物厚，远离造山带地壳抬升，沉积物较薄，盆地形状多呈不对称状。山前拗陷都是中、新生代形成的，其下降幅度可达10000米，最厚的地区可达15000米。下降幅度之巨，颇像地槽，但不同的是无强烈的褶皱和岩浆活动。这些下降幅度大、沉积最厚的地区，随着地质年代的变新，沉降中心普遍发生转移。这种转移、在空间上和时间上，造成了许多凹陷，为大量的有机物质堆积和保存创造了有利条件。

除了上述不对称状山前拗陷外，西部地区还发育一种地堑式断陷的山间盆地，如柴达木、吐鲁番盆地就是这种类型。这类盆地两侧均是造山带，一般也沉陷较深，如柴达木一里坪凹陷地震反射层说明第三纪沉积可达 10000 米以上。由于造山带不断活动，山间盆地沉降中心也普遍发生转移。

西部沉积盆地与东部一样，其边界外受断层控制。但这种断层的性质与东部恰恰相反，一般以逆冲断层为主。这种逆冲断层是由于造山带上升，盆地靠近造山带一侧发生强烈的形变，远离造山带形变逐渐减弱，造山带的侧向挤压应力必然向应力小的方向推挤．常常在山

前形成冲断裂。如塔里木、柴达木盆地南北缘，准噶尔、酒泉—民乐盆地南缘均有冲断裂存在。冲断裂断面直立倒转，而且常有走向滑动分量存在，所以应为典型的压性或压剪性断裂。由于盆地受冲断裂控制，因此可以分逆冲半地堑式和对冲地堑式两种构造类型。前者如准噶尔、酒泉等盆地，后者如柴达木、吐鲁番等盆地（图1-2-16）。

由于盆地边缘冲断裂发育，而且常由数条冲断裂组成冲断带，这种冲断带不但控制了岩性-岩相的发育，同时形成了良好的断层遮挡，为油气聚集创造了有利的条件。准噶尔西北缘的克拉玛依—乌尔禾断裂带就是典型的实例。

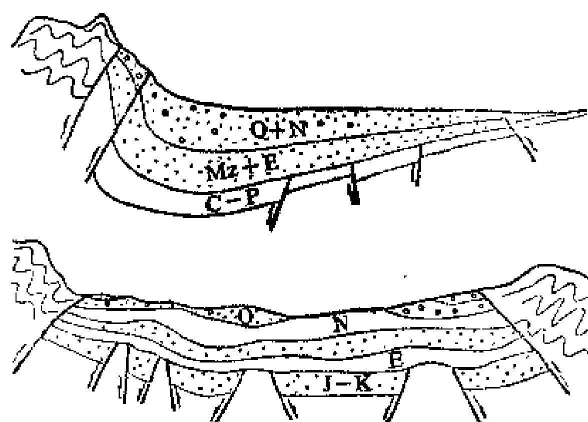


图1-2-16　西部沉积盆地的构造模式图

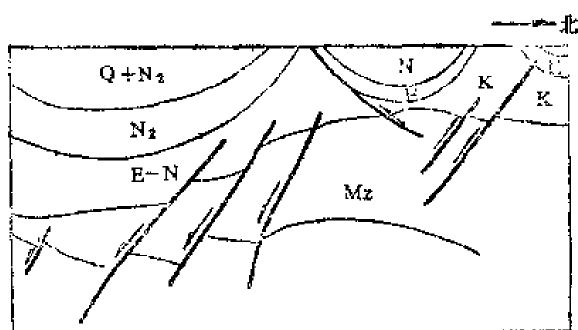


图1-2-17　库车拗陷深线构造偏移示意图（据新疆石油管理局）

西部盆地的局部构造线状或雁行状排列的规律性明显，这构成了西部盆地的另一特征。西部盆地内局部构造排列方向大都随着临近的造山带的走向而转变，即按照北西西或近东西方向展布。同时，常常有数个平行的构造带分布在盆地的边缘。这些构造带与逆冲断层伴生，使构造复杂化。在石膏、岩盐发育区构造更为多变，例如库车山前拗陷，表层是紧密线状褶曲，成排成带的出现，深层则为简单的大型隆起，造成了构造上下高点不符，形成所谓的滑脱现象。上下构造复杂增加了油气勘探的困难（图1-2-17）。

西部地区构造形态多种多样，平面上呈长轴状、短轴状、鼻状，剖面上为梳状、箱状、穹窿状等。这些不同形态背斜构造的分布，取决于它所在的位置。例如塔里木西南拗陷，构造特征在剖面上是上陡下缓、顶厚翼薄或一翼厚一翼薄，为挤压应力所造成。平面上靠近造山带褶皱紧凑并向盆地内倒转，倾角南缓北陡，为线性梳状背斜，向盆地内变成宽缓箱状或短轴状背斜，在拗陷北部斜坡仅发育少量鼻状褶曲。这种特征，从成因上来说是与西昆仑褶皱带上升产生的侧向挤压应力作用有关。同时由于挤压应力是向盆地中传递，山前的构造带一般形成时间较早，而拗陷内部则形成时期较晚。

综合西部含油气大区的特征，不难看出，西部北西西或近东西向造山带控制了沉积盆地的发育和展布。由于碰撞作用，造山带上升，在山前形成了拗陷带，控制了盆地内生油凹陷的分布。造山带上升，产生侧向水平挤压应力，在盆地内形成较多的背斜带和冲断带，为油气聚集提供了良好的圈闭。总之，西部含油气大区的构造特点表明，板块的碰撞挤压作用与油气生成、聚集关系极为密切。

二、西部含油气大区的构造发育史

西部含油气大区，李四光称之为西域构造系；黄汲清把塔里木及以北地区称为古亚洲构

造域，昆仑山以南称之为特提斯喜马拉雅构造域。有关这一地区的大地构造演化，前已述及。西部地区古生代时期，除塔里木陆块上为陆表海沉积外，其它地区多为活动型或过渡型沉积。而真正的成盆期仅能追朔到晚海西期。西部沉积盆地的演化发育历史可分为晚海西期、印支期、燕山期、喜马拉雅期等阶段。

晚海西期：准噶尔地槽在海西中期开始收缩关闭，南北板块陆缘山系在克拉美丽遇合而形成缝合带。在缝合带南北断陷中沉积了二叠世（可能包括部分晚石炭世）残留海—湖相沉积。当时残留海东延可达吐鲁番，博格达山当时可能尚未隆起。二叠世是残留海水与淡水混合型湖相砂泥岩建造，油页岩巨厚，有机物质丰富，适宜石油的生成。准噶尔西北、北缘为山麓洪积相粗碎屑岩建造。

除准噶尔—吐鲁番沉降带有晚海西期沉积外，在塔里木南缘海西弧沟系后侧沉积了晚古生代浅海砂页岩、碳酸盐岩建造，也具有良好的生油条件。祁连山北麓河西走廊发育有晚石炭世海陆交替相沉积，属滨海沼泽平原建造，二叠纪转变为河湖相碎屑岩建造。

总之，晚海西期准噶尔盆地已具雏型，发育了良好的生、储油层，成为西部地区时代最早的含油层系。

印支期：晚海西运动以后，海水已退到昆仑山以南，可可西里、甘孜、松潘一带为地槽沉降带。印支期地槽封闭，在弧沟系后缘的塔里木、柴达木大面积隆起，仅在塔里木北缘以及吐鲁番产生断陷，沉积了山麓洪积相粗碎屑岩建造，后期发育河湖相碎屑岩建造及湖沼相砂泥岩建造。天山以北形成碰撞山前拗陷带，盆地初期发育山麓河流相粗碎屑岩建造，后期为湖相砂泥岩建造，具有一定的生油条件。祁连山以北河流相碎屑岩建造发育，后期隆起缺失晚三叠世沉积。

燕山期在西部地区亦可分为早、中、晚三期：

早期（J_1～J_2）：唐古拉早燕山褶皱形成，其北大面积隆起，在昆仑山、天山之间及祁连山等地普遍产生断陷，而天山以北为拗陷。断陷中沉积了山麓及河流沼泽建造和湖相砂泥岩建造，柴达木等地还有火山岩及火山碎屑岩建造。拗陷中沉积了河流沼泽建造及湖相砂泥岩建造，成为西部地区的第二套生油层系。

中期（J_3～K_1）：中燕山运动形成了那曲中燕山褶皱系，北部山前拗陷及山间断陷继续发育，除河西走廊山前拗陷有湖相砂泥岩建造外，其它地区湖水变浅，气候干燥、出现河流相红色碎屑岩建造。

晚期（K_2）：北特提斯地槽结束发展、形成了冈底斯—念青唐古拉褶皱带。由于特提斯洋壳向北强烈俯冲挤压，北部地区大部分隆起，出现河流相红色碎屑岩建造。仅在塔里木西南缘发生晚白垩世海侵，沉积了浅海相膏盐建造。

从燕山期发展阶段中可以得知，早燕山期天山、祁连山以北，碰撞山前盆地已经形成，中晚燕山期继承发育。而塔里木、柴达木开始断陷，盆地才具雏型。燕山期各地均发育有利的生油层。

喜马拉雅期西部地区由于特提斯洋壳消失，最终导致印度板块与中国板块沿雅鲁藏布江—印度河缝合带发生强烈碰撞。按其构造发育西部地区仍有三次重要的构造幕，古始新世与渐新世、渐新世与中新世、上新世与更新世之间。这三次运动一次比一次表现强烈，最终形成了西部高原地貌

喜马拉雅早期（E_{1+2}～E_3）：由于印度板块向北俯冲，造山带上升，出现高差悬殊的地貌，各碰撞山间盆地和山前盆地，早第三纪发育情况各有不同。塔里木继续海侵，范围并有

所扩大，沉积了滨海泻湖相膏盐泥岩建造。柴达木为山麓河流相红色粗碎屑岩建造、渐新世后期发育湖相砂泥岩建造，成为有利的生油层系。酒泉盆地缺乏古、始新世沉积。渐新世为红色碎屑岩建造。准噶尔盆地古始新世初期为河湖相红色碎屑岩建造，后期发育湖相砂泥岩建造，成为次要的生油层系。

喜马拉雅晚期（N_1～Q）：由于印度板块与中国板块强烈碰撞，各造山带复活，急剧上升，碰撞山前盆地、碰撞山间盆地普遍下陷。柴达木中新世发育湖相砂泥岩建造、成为有利的生、储油层系。塔里木盆地已结束了海侵，仅在喀什地区有局部的湖相砂泥岩建造。其它各盆地为河湖相红色碎屑岩建造。上新世随着山系的上升，普遍出现红色磨拉石建造，各盆地内发生褶皱，形成大量的背斜带及逆冲断层带。第四纪各造山带继续上升、红色磨拉石建造更为发育，并逐渐演变成今日之面貌。但柴达木三湖地区继续沉降，成为第四纪拗陷，沉积了湖泊、沼泽平原建造，是有利的生气层系。

综合上述，可以看出西部含油气大区是在聚敛背景中逐渐演化而成的。其成盆期有晚海西期、印支期、燕山期、喜马拉雅早期、喜马拉雅晚期，从而形成了二叠系、三叠系、中-下侏罗统、下白垩统、渐新统、中新统、上新统中下部，以及第四系等含油气层系。

中国西部沉积发育后期，普遍出现红色磨拉石建造，这与东部盆地最后发育冲积平原或湖沼平原建造恰恰相反，反映了东西两部分地球动力学环境不同，其沉积建造也就出现明显差异。

中国西部沉积盆地演化是不尽相同的，准噶尔早期断陷是准噶尔地槽收缩关闭的产物，中、新生代发育为造山带山前拗陷带。然而塔里木、柴达木印支期或燕山期处于弧沟系后缘，一般具有弧后盆地的特征，早期产生断陷，后期造山带上升，产生山前拗陷或山间拗陷。因此一般演化过程也经历了隆起—断陷—拗陷的过程。

附西部含油气大区中、新生界地层对比表（表1-2-5）。

三、西部含油气大区的沉积特征

西部地区中、新生代以来，由于板块俯冲以及大陆碰撞，使地壳破裂形成大量的山前或山间盆地。这些地区长期受挤压作用的影响，盆地周缘被高山环绕，气候干旱，以物理风化为主，相当数量的碎屑沉积由间歇性河流、洪水、急流供给，湖泊水面时涨时缩，红色地层发育，构成了与东部盆地迥然不同的沉积特征。

西部地区除塔里木盆地上白垩统—下第三系有海湾相沉积外，均为大陆湖泊和其它大陆环境。据准噶尔、酒泉、柴达木等盆地沉积相研究成果来看，沉积体系的类型与盆地及周边古地形密切相关。

西部各盆地发育初期，山麓洪积相广泛分布。如准噶尔盆地北部的二叠系、三叠系，酒泉盆地的白垩系及柴达木盆地下第三系等。由于西部地区多处在干旱或半干旱气候条件下（侏罗纪为潮湿气候除外），季节性暴雨较多，山地河流携带大量碎屑物质进入盆地，在出口处坡度突然变缓，流速骤减，水流分散，再加上蒸发和向下渗透，搬运物质能力锐减，而使碎屑物质迅速堆积下来，形成剖面上的楔形、平面成半圆状的扇状体，称之为山麓洪积扇（或洪积锥）。

各盆地不同时代山麓洪积扇的分布都与古地形的陡缓有关。在盆地陡翼，山麓洪积扇可直接插入湖区，形成所谓的“跳相”现象，组成山麓洪积相—湖相的相序。如酒泉盆地青西凹陷南缘的下白垩统山麓洪积相，向湖区过渡为湖相暗色泥岩，柴达木盆地阿尔金山南麓下第三系山麓洪积扇也是直接插入湖区（图1-2-18）。

表1-2-5

西部含油气大区中、新生界地层对比表

系	统	代号	准噶尔盆地 南缘	准噶尔盆地 西北缘	塔里木盆地 北缘	塔里木盆地 南缘	吐鲁番盆地	酒泉盆地	柴达木盆地	伦坡拉盆地	地壳运动	构造期	
第四系	全新统 更新统	Q	西域组	西域组	乌苏组 西域组	乌苏组 西域组	第四系	酒泉砾石层	七个泉组	第四系		喜马拉雅期	晚期
上第三系	上新统	N_2	独山子组	独山子组	库车组	阿图什组	葡萄园组	玉门砾岩	狮子沟组 油砂山组	丁青组上段	喜马拉雅运动三幕		
	中新统	N_1	塔西河组	紫素泉组	安康组苏维依组	帕卡布拉克组 安居组	桃树园组	疏勒河组 白杨河组	上干柴沟组	丁青组中下段	喜马拉雅运动二幕		
下第三系	渐新统	E_3	沙湾组	乌仑古河组	库姆格列木组	巴什布拉克组	鄯善群	火烧沟组	下干柴沟组	牛堡组上段	喜马拉雅运动一幕		早期
	始新统	E_2	安集海河组	红砾山组		乌拉根组 上拉塔尔组			路乐河组	牛堡组中下段			
	古新统	E_1	紫泥泉子组			齐根组 阿尔塔什组					晚燕山运动		
白垩系	上统	K_2	东沟组	艾里克湖组	巴什基奇克组	英吉沙组	库姆塔克组		犬牙沟组	达如错组		燕山期	晚期
	下统	K_1	吐谷鲁群	吐谷鲁群	卡普沙梁组	克孜勒苏组	火焰山群	新民堡群	红水沟组	哈蟆山组	中燕山运动		中期
侏罗系	上统	J_3	喀拉扎组 齐古组	喀拉扎组 齐古组	库孜贡苏组	喀拉扎组 齐古组	红山群	赤金堡群	采石岭组		早燕山运动		
	中统	J_2	头屯河组 西山窑组	头屯河组 西山窑组	塔尔尕组 杨叶组	七克台组 克孜勒努力组	樱红色组 七克台组 杂色条带组	龙凤山群	红柳沟组				早期
	下统	J_1	三工河组 八道湾组	三工河组 八道湾组	库苏组 萨里塔什组	阳霞组 阿合组	煤窑沟群						
三迭系	上统	T_3	小泉沟组	白碱滩组	塔里奇克组 黄山街组		上柯柯亚群				印支运动	印支期	印支期
	中统	T_2	烧房沟组 韭菜园子组	克拉玛依组	克拉玛依组		中下柯柯亚群	西大沟组					
	下统	T_1	梧桐沟组 泉子街组	百口泉组	俄霍布拉克组								
二迭系	上统	P_2	上缘灰色组 油页岩组 下绿灰色组 长石砂岩组	乌尔禾组	比龙勒包古孜组	达里约尔组	芨芨槽群	窑沟群			海西运动	海西期	海西晚期
	下统	P_1	下芨芨槽群	夏子街组		棋盘组		大黄沟群					
石炭系	上统	C_3	齐洛沟组	佳木河组		塔合奇组		太原组					

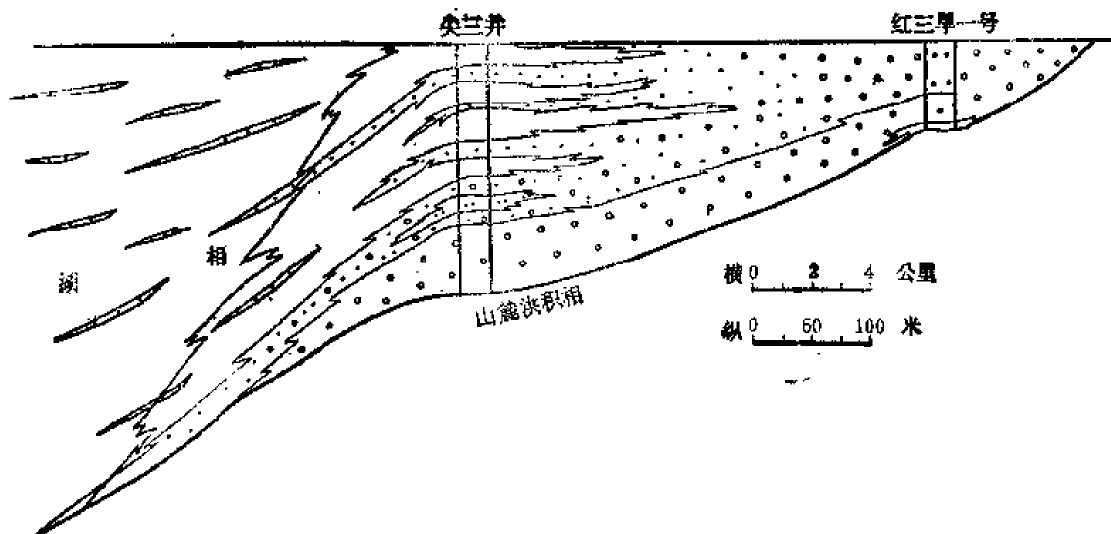


图1-2-18　柴达木盆地红三旱一号至尖三井E_3^1岩相剖面图(据青海石油管理局资料简化)

准噶尔盆地西北缘克拉玛依油田三叠系山麓洪积相，由七个洪积扇组成，岩性以中-细砾岩为主，夹大量砾状砂岩和中粗砂岩。它们沿山麓分布，成裙带状（图1-2-19）。

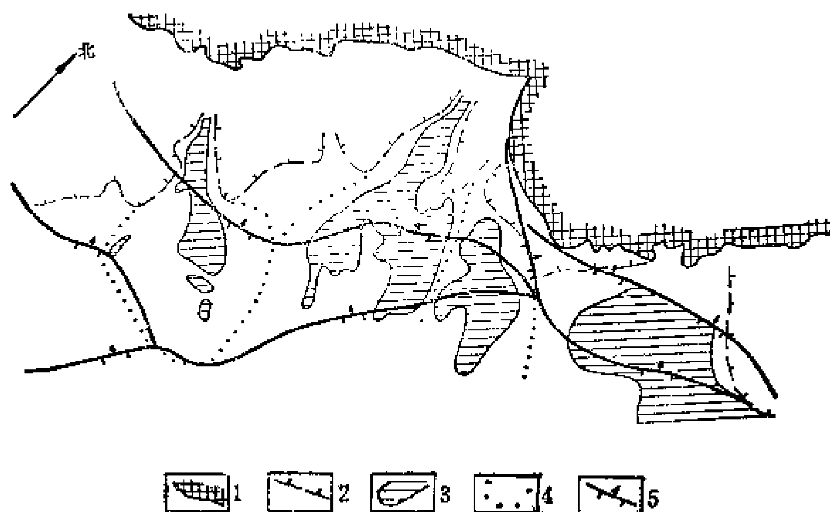


图1-2-19　准噶尔盆地克拉玛依三叠系S₃洪积扇分布图（据新疆石油管理局）
1—老山边界；2—沉积边界；3—洪积扇主体部位；4—洪积扇范围；5—断层

克拉玛依山麓洪积扇扇根部分，由于靠近盆地边缘距离物源区近，主要为巨砾岩-细砾岩的杂乱堆积，不具层理，为厚层块状透镜体，颜色主要为红色。扇中主要为中、细砾岩夹砂岩，泥质胶结，颜色杂乱，有斜层理及不规则韵律层。扇端是扇体向湖盆的延伸部分，并逐渐过渡为湖相，以泥岩为主，夹砂岩及砾岩透镜体，层理发育，见水平层理，颜色为灰绿、灰色，有植物化石，并常见碳化植物碎屑。

在盆地缓坡部位则发育另一种相序，即山麓洪积扇→辫状河道→曲流河道→间歇性三角洲（图1-2-20）。

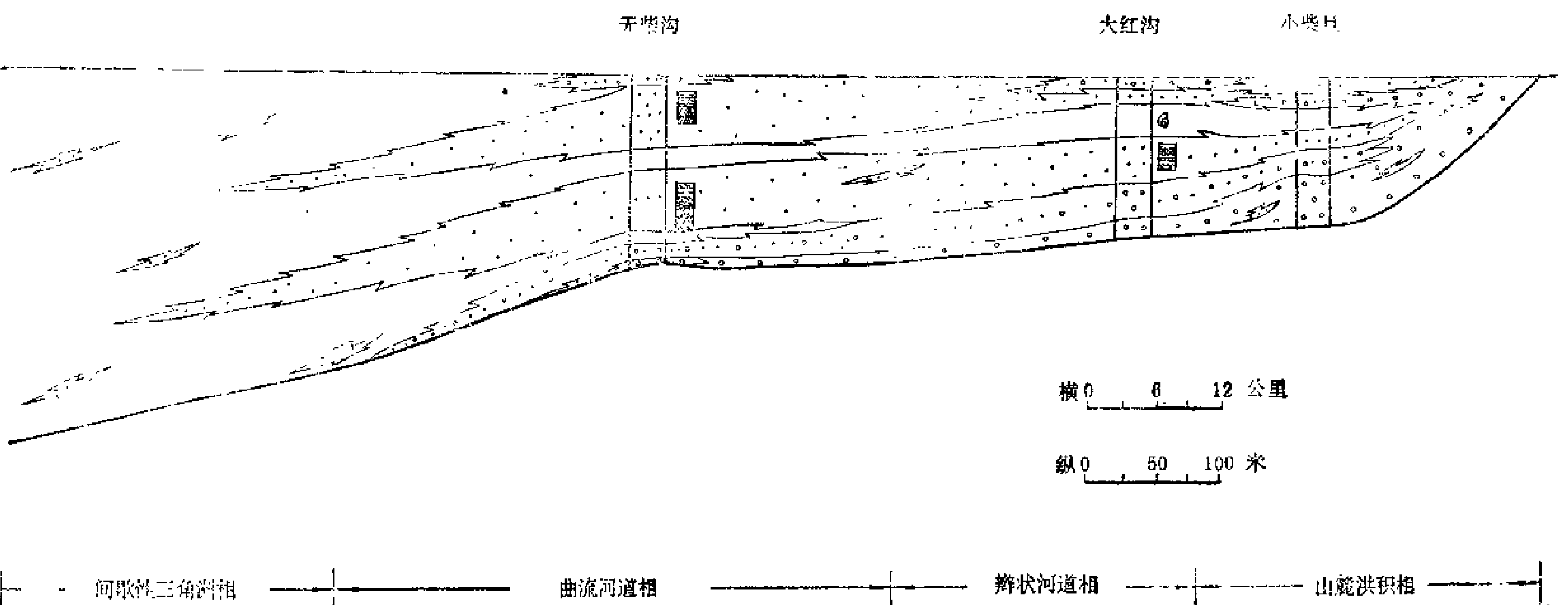


图1-2-20　柴达木盆地大柴旦至无柴沟 E_3^1 岩相剖面图（据青海石油管理局资料简化）

上述山麓洪积相具有共同的特征是：

1．岩性由砾石、砂、泥质组成杂乱堆积，粒级范围宽、分选差，成分复杂。洪积物几乎继承了母岩区的岩矿成分。如克拉玛依三叠系洪积扇的砾石成分，90％以上都是蚀源区的石炭系变质砂砾岩块。

2．洪积扇的沉积构造，扇根部分层理不明显，多呈块状或透镜状。扇中部分由于洪水的间歇性必然导致沉积物的不连续现象，每次洪水后都有一个沉积间断，造成了无明显的层面，分选差的粗细沉积物频繁交替的不完整韵律层，并见到冲刷-充填结构。扇端沉积物变细，可见到波状或水平层理。

3．碎屑物粒度概率曲线，以宽区间、低斜率为特征。在粒度分布的C—M图上，图形上与浊积岩相似，但C与M的比值要比浊流沉积大十几倍。因此部分洪积扇也是一种高密度的泥石流。

西部沉积盆地发育极盛期，湖盆范围扩大，除发育巨厚的生油岩系外，湖盆边缘发育一种间歇性三角洲。所谓间歇三角洲者，乃干旱气候条件下，湖水涨落三角洲时而暴露水面之上，因结氧化成为“干三角洲”；时而沉没于水面下，形成次级小三角洲。它不同于普通的三角洲平原、与骨架要素伴生的泥岩，具有水陆两相特征，与其相连的水下三角洲及其前缘不发育甚至缺失；也不同于经典的三角洲，沉积较细，分选好，特别是红层中可能普遍含有滨湖、浅湖相化石。

这类三角洲在柴达木盆地研究较多，如渐新世初期盆地北缘，曲流河道沉积砂体发育，为一套灰绿、灰色砂岩与棕褐色、红色块状泥岩间互层，砂岩以厚度大、横向稳定为特征。砂岩中沉积构造发育，具有河流相特征，有典型曲流河点砂坝沉积序列。古生物化石稀少，见有植物根茎、炭质条带；另见少量介形虫及腹足类化石。粒度概率曲线主要为两段式，但均有少量的牵引部分，其中跃移部分含量高，约占60～70％。

西部各盆地发育后期，随着周边山系的急剧上升，高差增大，普遍发育山麓洪积相沉积。

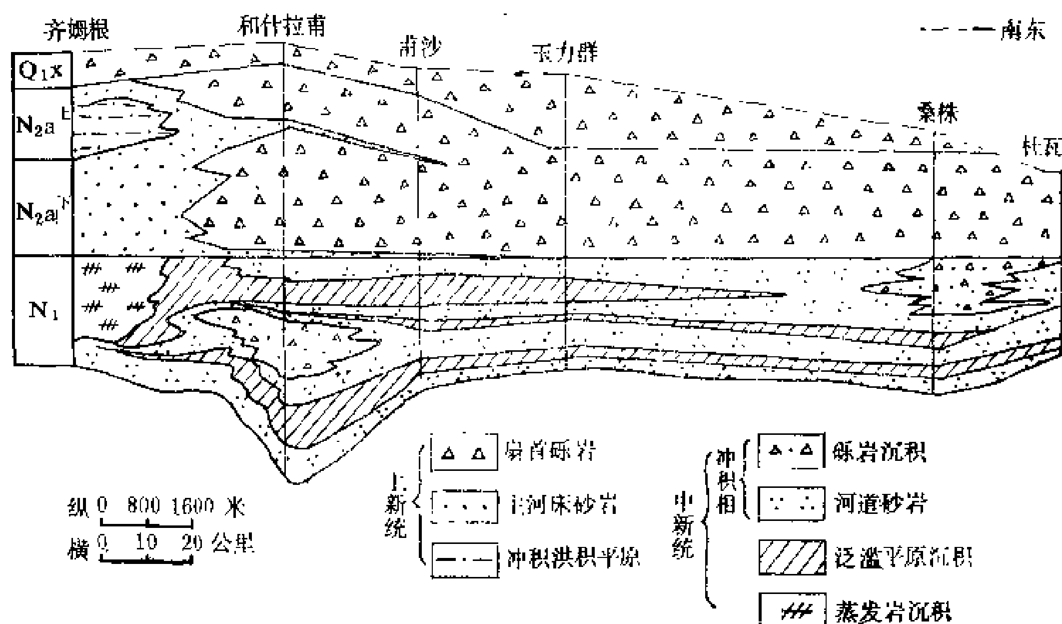


图1-2-21　塔里木盆地西南缘上第三系及第四系岩相剖面图
（据新疆石油管理局资料简化）

在昆仑山前、天山南北山前、祁连山前广泛分布一套中新统、上新统、更新统、全新统地层。中新统以洪积相及河流冲积平原相为主。上新统开始岩性变粗，山麓洪积相发育，第四系山麓洪积相几乎遍布各大山山前。岩性自下而上由细变粗，由河流冲积平原演化为山麓堆积，上新统及第四系最厚可达5000～6000米（塔里木南缘）。表明山脉从上新世开始急剧上升，拗陷快速下沉，形成造山期后的红色磨拉石组合（图1-2-21）。

由于盆地周边山系上升，盆地内封闭性加剧，气候更为干旱，因此盆地内部出现盐湖沉积。如柴达木盆地上第三系及第四系盐湖广泛发育。柴达木新生代盐类沉积垂直分带性明显，自下而上由碳酸盐带→硫酸盐带→氯化盐带。空间上山麓为红色碎屑岩向盆地中心则成盐湖沉积。柴达木第四系盐湖沉积中，有富含有机质的灰绿色、灰色泥岩及石膏、岩盐、光卤石及白钠镁矾等盐层。泥岩中有机碳及分散沥青含量向湖中心增高，形成甲烷气，并已发现气田。

综合上述，西部沉积盆地早期，由于板块俯冲或遇合，形成早期的磨拉石组合，中期发育生油岩系，后期由于受印度板块的俯冲以及同中国大陆的碰撞，褶皱山系复活，出现巨厚的红色磨拉石组合，构成了西部各盆地沉积发育特征另具一格。

第四节　中部含油气大区的特征

中国中部含油气大区是指贺兰山—龙门山—横断山与太行山—武陵山之间的地区，包括了鄂尔多斯、四川两个大型沉积盆地和楚雄等小型沉积盆地。

鄂尔多斯盆地具有太古代结晶基底和早-中元古代褶皱变质基底，其上有中-晚元古代和古生代华北稳定型沉积盖层。四川、楚雄盆地则奠基于元古代褶皱变质基底之上，上覆有华南稳定型晚元古代和古生代沉积盖层。这些盆地在印支期成为中国中部南北向延伸的沉降带，四川和楚雄盆地一度与特提斯洋相通，具有陆缘海性质。

中部地区是中国地质历史发展中相对稳定的地区，与东部和西部的构造特征迥然不同。过去人们强调了太平洋对中国中部地区的作用，但从鄂尔多斯西缘、龙门山山前的沉积和构造特征来看，特提斯的影响更大一些。确切地说，中部含油气大区在中、新生代以来，是太平洋和特提斯洋联合作用的结果。印支期挟持于四川与鄂尔多斯之间的龙门山秦岭深断裂发生右旋剪切活动（刘和甫，1979），使四川盆地和鄂尔多斯盆地都呈北北东—南南西向伸延的菱形盆地。与此同时，特提斯洋沿金沙江—怒江深断裂向北俯冲推挤，以及松潘—甘孜印支地槽最后关闭，使鄂尔多斯西缘、龙门山、哀牢山前形成断褶带或山前带，因此盆地是活动区与稳定区相互挤压剪切作用的产物。

一、中部含油气大区的构造特征

中国中部处于西部活动区和中部稳定区的结合带上，其构造特征表现为盆地西部活动性大，向东逐渐趋于稳定。

加里东期鄂尔多斯盆地中央是一个南北向隆起，其西为一拗陷，其东呈一斜坡。中、新生代大面积拗陷，总的面貌是不对称拗陷盆地。盆地走向近南北向，西翼陡窄，东翼是宽缓的斜坡，自西而东具有断褶→挠曲→西倾斜坡的特征。斜坡面积占盆地面积的80%以上，倾斜梯度平均每公里下降10米以内，局部构造极不发育，仅有少量小型鼻状褶曲分布，它以坡大、坡缓、圈闭少、圈闭面积小而著称。西部断褶带，由一系列西倾逆冲断裂组成断褶隆起。断褶带北起桌子山，南至平凉以南延伸400公里以上。断褶带在东西方向上是此起彼伏

的断阶状构造，具有东仰西俯的特点，剖面上呈叠瓦状。断层一般由南而北呈右行斜列式排列，断距最大者可达3000米，断面倾角40～50°。同时在大断裂附近常有一些小断裂分布，但断距较小，与主断裂组成“Y”字型结构。与断裂平行发育了一系列背斜构造，如李庄子、马家滩等，逆冲断层下降盘也发育了牵引背斜（图1-2-22）。

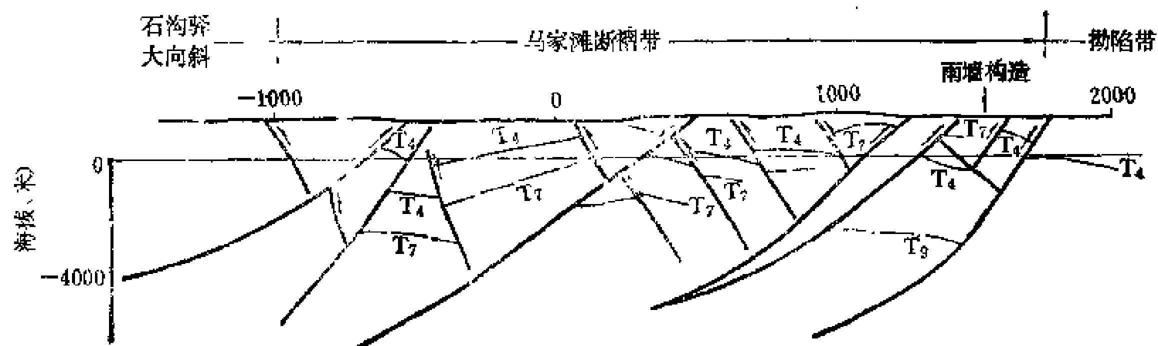


图1-2-22　鄂尔多斯盆地西缘断褶带剖面图（据长庆油田）
T_4-J_1y 顶；T_7-T_3y 组底；T_9-P_2s 底

四川盆地从古生代起，直至中生代早期，盆地内为大型隆起，边缘为地槽活动带，印支期松潘—甘孜地槽关闭，龙门山隆起，盆地内开始沉降，形成坳陷盆地。盆地特征亦是不对称状，沉降中心偏隅于西部，龙门山前基岩埋深可达10公里左右，向东抬升，地层超覆（图1-2-23）。

由于盆地西部印支地槽褶皱隆起，给盆地西部强烈的推挤，龙门山产生推覆逆冲带，以断裂和褶皱相伴生为其主要特征。这个冲断带常常在一些软弱岩层面上发生滑脱，甚至形成了飞来峰，如著名的彭灌—宝兴飞来峰群（图1-2-24）。由于滑脱冲断常常引起断裂带之下形成牵引褶皱，为油气聚集提供了良好的圈闭（图1-2-25）。

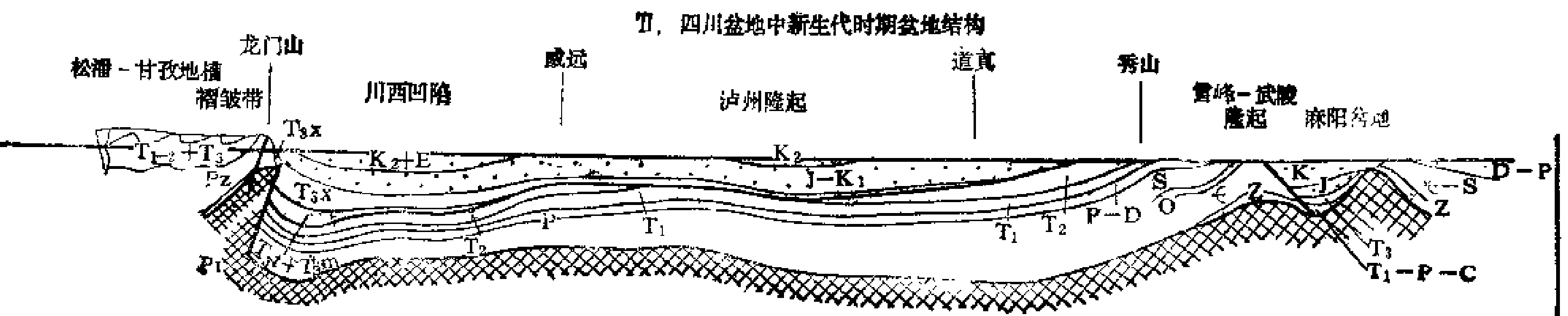
四川盆地目前已发现了表层背斜构造三百多个，其中大多数是燕山期形成的，喜马拉雅期得到加强。这些褶皱构造与相邻的边缘山系构造线是一致的，而与盆地的走向很不协调。边缘褶皱较强，向盆地内部褶皱强度变弱。不同时期、不同系统的构造常常相互干扰，造成了构造格局的复杂化。

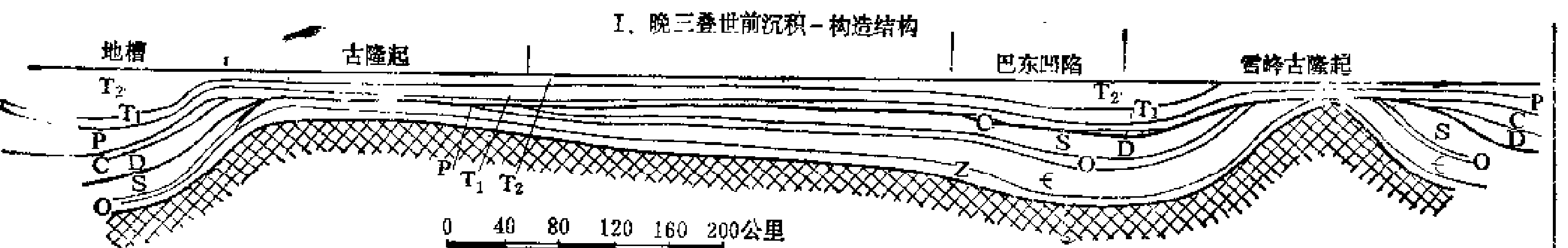
总之，中国中部含油气大区的构造特征，明显地受着特提斯洋俯冲向北推挤的影响，以及后来印度板块与中国板块的碰撞，造成了含油气大区西部边缘活动强烈，形成逆冲断裂带。而四川盆地因离俯冲带、碰撞带较近，构造形变更为复杂。但与东部的裂陷作用和西部地区的碰撞挤压作用是有差别的。

二、中部含油气大区的构造发育史

中部含油气大区，李四光称之为新华夏系第三沉降带，并处于黄汲清的中朝准地台和扬子准地台的西半部。古生代时为华北陆表海与扬子陆表海的一部分。印支期以来，东部逐渐演化为西太平洋边缘活动带，而中部地区则演化为统一的稳定的沉降带，开始了中部含油气大区的发育。

海西晚期，海水已退到秦岭以南。早-中三叠世在上扬子地区为封闭的海相沉积，而秦岭以北为陆相沉积，仅在鄂尔多斯南缘发现了少量的海相沉积。总的构造面貌是盆地中央都有大型的隆起，对岩性-岩相有一定的控制作用。





中生代碎屑岩盆地　Z－T₂碳酸岩盖层　前震旦纪基底　不整合面

图1-2-23　四川盆地结构模式图（据冯福闿）

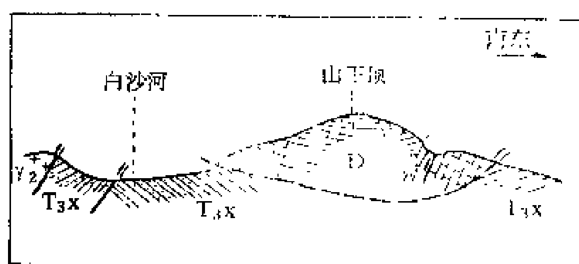


图1-2-24　彭灌飞来峰地质剖面图
（据四川地质局区测资料）
T_3x—上三叠统须家河组；D—泥盆系；γ_2—花岗岩

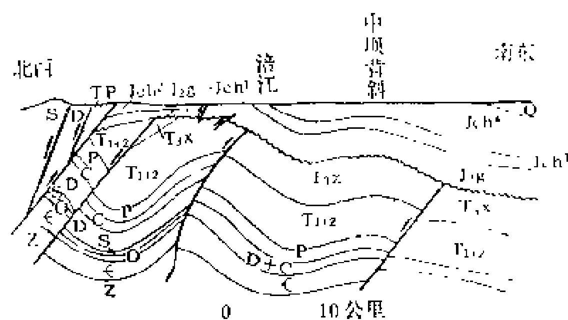


图1-2-25　四川盆地龙门山前逆掩冲断带牵引构造示意图（据四川石油管理局）

印支期：由于早印支运动，使中部含油气区西缘隆起。鄂尔多斯、四川、楚雄开始沉降，由隆起转变为拗陷。晚三叠世时，鄂尔多斯沉积了广阔的湖相砂泥岩建造，边缘为沼泽平原建造，沉降中心偏于桌子山前拗陷内，沉积中心在三延地区，形成了良好的生油条件，是鄂尔多斯盆地内重要的生油层系。晚三叠世早期四川大部地区隆起，仅在川西北地区有一残留海盆，这残留海以龙门山岛链与松潘一甘孜海相隔，残留海内沉积了浅海相砂泥岩建造及碳酸盐岩建造，具有生油条件；晚期须家河组全盆地超覆，为滨海沼泽平原建造。晚三叠世为四川盆地提供了良好的生、储油条件。

燕山早期：鄂尔多斯、四川、楚雄继续保持沉降趋势，但沉降中心并不与晚三叠世相吻合。鄂尔多斯盆地早中侏罗世富县组为河流相沉积，河谷深切形成河床相砂岩体，后期延安组为沼泽平原建造及湖相砂泥岩建造。四川盆地发育湖相砂泥岩建造及沼泽平原建造，形成另一套生油层系。

燕山中晚期：晚侏罗世及白垩纪均为红色河湖相碎屑岩建造，湖盆逐渐收缩，地势上升，盆地发育处于晚期阶段。中燕山运动全区普遍发生褶皱断裂，鄂尔多斯盆地解体，周缘产生断陷。四川、楚雄褶皱强烈，形成大量的背斜构造带，是重要的聚油期。

喜马拉雅期：晚燕山运动使中部含油气大区大部分地区隆起，局部地区接受了晚白垩世及早第三纪沉积，如川西凹陷内的红色河湖相碎屑岩建造。由于喜马拉雅运动的发生，早期褶皱基本定型。喜马拉雅晚期印度板块与中国板块发生碰撞，这种碰撞推挤作用也曾波及到四川西缘，龙门山前产生磨拉石建造。

总之，中部含油气大区沉积盆地发生于印支期，成盆期较早，与古生代基本处于连续沉积的过程，又无强烈的构造变动，因此对古生界海相地层的油气生成及油气的保存是有利的。它与东部盆地的差异在于，东部中、新生代发生了强烈的块断裂陷运动，使古生界地层起伏较大，对油气保存是不利的。另外，中部地区晚燕山期基本结束了盆地的发育，与东部盆地成盆期较晚结束期亦晚，西部盆地成盆期较早结束期较晚形成了鲜明的对照。

中部含油气大区中、新生界地层对比及构造发育见表1-2-6。

三、中部含油气大区的沉积特征

印支期中部含油气大区沉积盆地开始形成。这些盆地是在稳定的陆块基底上发展起来的拗陷，具有宽平的基底、广阔的水域和统一的沉积条件。由于气候潮湿，构造活动微弱，其沉积以面积宽广的冲积平原及湖泊相为主要类型。例如四川盆地上三叠统须家河组二段，其

表1-2-6 中部含油气大区中、新生代地层对比表

地层系统			鄂尔多斯盆地	四川盆地	楚雄盆地	地壳运动	构造期	
第四系		Q	三门组	雅安组	第四系	喜马拉雅运动三幕	喜马拉雅期	晚期
上第三系	上新统	N_2	三趾马红土	大邑砾岩	沙沟组			
	中新统	N_1				喜马拉雅运动二幕		
下第三系	渐新统	E_3		灌口组上段				早期
	始新统	E_2				喜马拉雅运动一幕		
	古新统	E_1			赵家店组			
白垩系	上统	K_2	[illegible]组 [illegible]湾组 泾川组 罗汉洞组	灌口组下段 夹关组	江底河组 马头山组	晚燕山运动	燕山期	晚期
	下统	K_1	环河组 华池组 洛河组 宜君组	剑门关组	普昌河组 高峰寺组	中燕山运动		
侏罗系	上统	J_3	芬芳河组	蓬莱镇组	妥甸组 蛇店组	早燕山运动		中期
	中统	J_2	安定组 直罗组	遂宁组 沙溪庙组 凉高山组	张河组			早期
	下统	J_1	延安组 富县组	自流井组 白田坝组	冯家河组	晚印支运动		
三叠系	上统	T_3	延长组	须家河组 小塘子组 马鞍塘组	舍资组 干海子组 普家村组 云南驿组		印支期	晚期
	中统	T_2	纸坊组	天井山组 雷口坡组		早印支运动		早期
	下统	T_1	? 和尚沟组 刘家沟组	嘉陵江组 飞仙关组				
			二叠系石千峰组	阳新组	元古代	晚海西运动		

相序为冲积扇→辫状河流→弯曲河流→分流河道→三角洲前缘及湖沼—湖相。而其中以河流为主的冲积平原占主导地位，成为中部沉积盆地沉积分布的重要特点（图1-2-26）。

鄂尔多斯盆地沉积发育初期，河流—三角洲组成冲积平原分布广泛，岩性为灰绿、紫红色砂岩与紫红色、灰绿色泥岩互层，砂岩具前进式斜层理及搅混构造，呈透镜状分布，是典型的分流河道沉积（图1-2-27）。这一时期，沉积中心多，湖相沉积岩岩性为黑色页岩及粉砂岩，水平层理发育。而沉积中心外围为湖滨相灰绿色砂、泥岩，波状层理发育。组成了河流三角洲相→湖滨相→湖相的沉积相序（图1-2-28）。

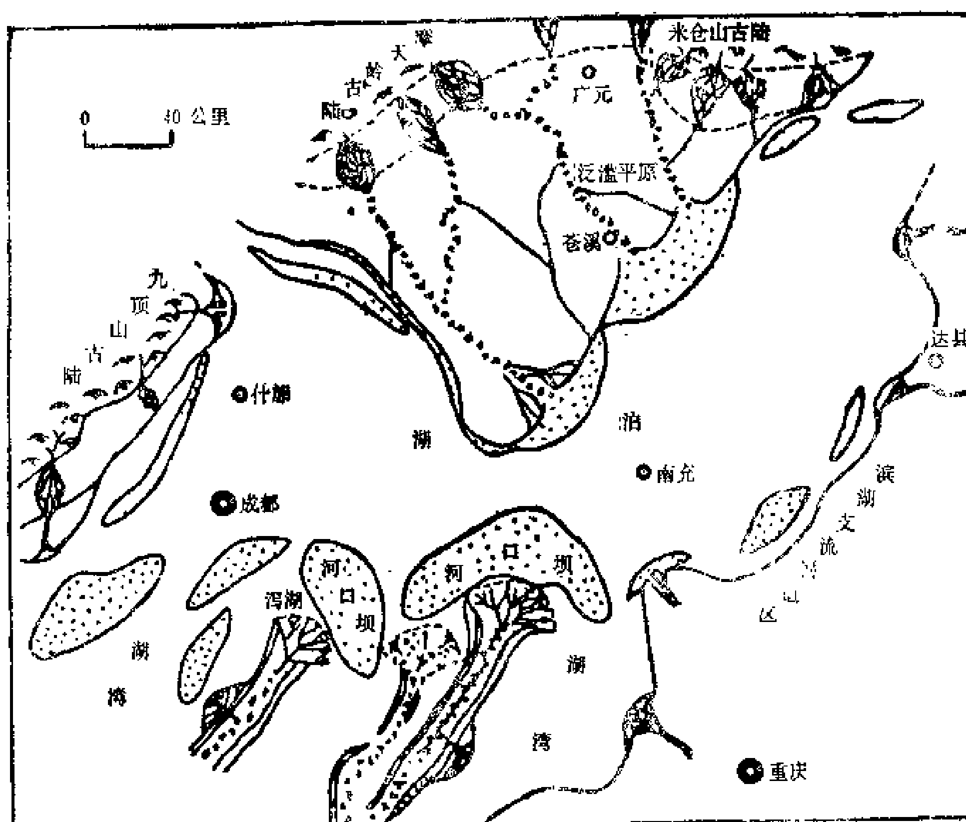
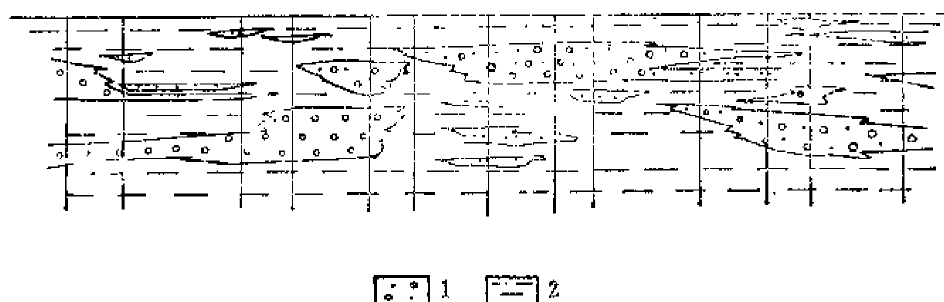


图1-2-26 四川盆地西部须二段早—中期沉积环境示意图（据何鲤）



1 2

图1-2-27 鄂尔多斯盆地延长统下部分流河道相示意图（据长庆油田）
1—分流河道亚相；2—分流河道间亚相

盆地发育中期，湖泊水域扩大，沉积中心统一，湖水较深，生物繁茂。岩性为黑色页岩、油页岩、淡水灰岩。在外围仍发育湖滨及河流三角洲相沉积。其相带呈环状分布（图1-2-29）。

盆地发育后期，湖泊水体变浅，转入河流、湖沼相沉积，成为冲积、沼泽平原沉积组合。

侏罗纪初期鄂尔多斯盆地受西部山岭抬升的影响，使盆地西部受到强烈的侵蚀，形成复杂的地貌，沟谷及山岭高差可达300余米。在侏罗纪早期自西而东，有一条大河横贯盆地中央，其南北有一些支流。这些河流之间切割成一些山岭。山岭的倾没端，形成低的丘陵。这些地区往往是河流泛滥地区，沉积了巨厚的上倾尖灭的河道砂体，成为良好的储集层。到侏

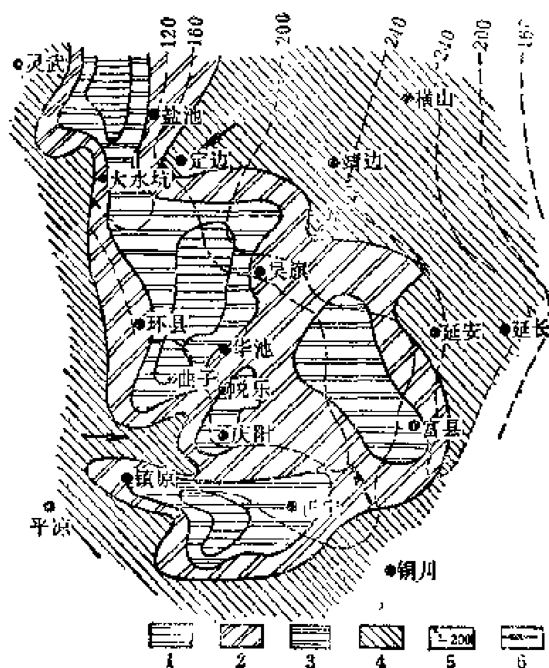


图1-2-28 鄂尔多斯盆地延长统下部岩相分区图（据长庆油田）
1—半深湖相；2—滨湖相；3—浅湖相；4—河流—三角洲相；5—沉积厚度；6—物源方向

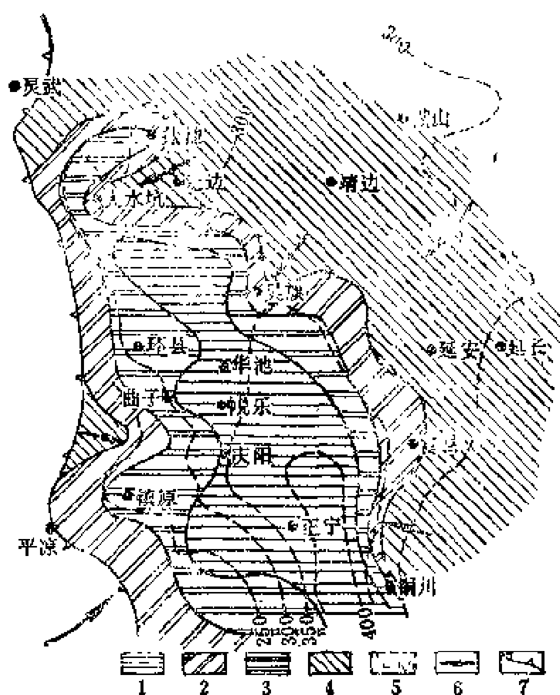


图1-2-29 鄂尔多斯盆地延长统中部岩相分区图（据长庆油田）
1—半深湖相；2—滨湖相；3—浅湖相；4—河流—三角洲相；5—沉积厚度；6—物源方向；7—缺失线

罗纪后期，山岭夷平，河流老年化，河流、湖沼发育，砂体呈透镜体，很不稳定。侏罗纪末期盆地整体上升，白垩纪沉积局限于盆地西部。

四川盆地侏罗纪为一广阔的湖盆，盆地四周抬升，形成物源区，主要物源来自龙门山及大巴山，在山前地区有砾岩及含砾砂岩的湖滨相沉积，向湖盆内逐步演变成浅湖相或河湖交替相砂岩、泥岩类沉积。湖盆中心的遂宁及南充一带为浅湖至半深湖相的沉积，淡水介壳灰岩广泛分布，成为大面积的良好储集层。

综合上述，中部地区三叠纪、侏罗纪湖盆发育经历了多次的湖盆形成及衰亡的演变阶段，沉积相带多具环状分布的特点。中生代后期，中部含油气大区基本结束了盆地的发育，整体上升，新生代沉积仅限于中部沉积盆地的西缘。

第二篇　油气成因及中国生油层系

随着国内外油气勘探开发经验的积累，随着气相色谱、红外光谱、质谱、电子显微镜和同位素等现代技术的广泛采用，大大促进了应用物理化学和有机地球化学知识来解决油气成因和油气藏形成问题，使石油有机生成说长期难以确认的生油岩问题，得到了比较正确的认识。人们不再停留在定性地推测生油岩，而是进一步从定量的观点来探讨油气成因问题，逐步系统化形成现代油气生成理论。可以相信：随着当代科学技术的不断发展，必将促进现代油气生成理论更臻完善。

三十多年来，我国油气勘探和科学研究都取得了较大进展。在生油理论研究方面，建立了陆相沉积盆地能够大量生油并可形成大型油气田的新理论，找到了一批重要的陆相大油气田。近十年来，我国各部门成立了许多专门的石油地质科学研究机构，逐步建立起现代化的实验室，有关石油和天然气成因方面的科学研究工作正在蓬勃地发展起来。

第三章　现代油气生成理论

油气成因理论是在无机生成和有机生成两种观点的对立中发展起来的。在无机生成学派内，继本世纪五十年代兴起的岩浆说之后，近十年来又出现了石油高温生成说（Э.Б.切卡留克，1971）和蛇纹石化生油说（Л.Н.耶兰斯基，1966和1971）。但是，大量事实证明，世界上绝大多数油气田都分布在沉积岩中，极少数岩浆岩和变质岩中的油藏也同附近生油岩有关，是石油侧向或垂向运移聚集的结果。特别是对石油有机生成过程中的化学动力学研究以及石油有机地球化学的进展，促使生成油气的原始物质、埋藏环境、转化过程、生油岩鉴定和生油量估算等方面的研究，都从定性判断发展到定量计算，使油气生成的所谓“早期生成说”和“晚期生成说”统一起来，形成了指导油气勘探的现代油气生成理论。

现代油气生成理论认为：沉积有机质在还原环境内埋藏到一定深度后，在温度-时间、细菌、催化剂等等条件的作用下，经历着生物化学、热催化、热裂解、高温变质等阶段，陆续转化为石油和天然气。这是一个复杂的统一的发展过程，必须对它的各个方面、各个阶段都进行科学的分析，才能对油气成因问题获得比较正确的认识。

第一节　沉积有机质

沉积有机质来自活有机体及其新陈代谢产物。在有机体死亡后，其组成物质如蛋白质、类脂化合物、碳水化合物、木质素等，在沉积介质（尤其是氧化-还原条件）的控制下，遭到不同程度的分解。这种分解的一部分产物通过生物作用进行再循环，如 CO_2、H_2O、CH_4、NH_3、N_2、H_2S 等简单分子皆为新陈代谢作用的产物；另一部分通过物理-化学作用（如氧

化作用）被转化为简单分子（CO_2、H_2O等等）而逸去；最后，剩余部分，在多数情况下只代表活有机体原始数量的很小部分，逃脱了生物再循环和物理-化学分解，伴随其他矿物质一起混入沉积物，这一部分就是沉积有机质。

在某些保存下来的沉积有机质中，清晰地、有时完整地保存了它们呈活有机体时的化学结构。例如，有些化学活动性弱的物质，常保护有机体免遭外界力量改变，如一些饱和烃、植物蜡、树脂、孢子花粉、壳质等；还有来自色素的物质（异戊间二烯型烷烃、卟啉等）或其他代谢物质（甾族化合物、萜烯化合物等）。这些结构明显起源于活有机体分子，属继承性的，可称为地球化学化石或生物标记化合物。

其他一些复杂分子属非继承性的，被视为新生的，在理论上它们并不相当于活有机体。这些新生结构可加入继承性单元，或因结构太复杂以致用现有技术尚不能分析。

由上可知，活有机体的分解和被保存部分混入沉积物，以及其他有机质的引入等等，都属于沉积有机质的范畴。

一、沉积有机质的来源

沉积有机质的原始来源是活有机体。它们的分泌和排泄，以及其死后的尸体，都有助于形成沉积有机质。

生物起源的沉积有机质，主要由类脂化合物、蛋白质、碳水化合物和木质素组成，它们的化学结构较复杂，在图2-3-1中列举了其中一些生物分子的结构。

这些有机化合物在不同种类生物体中的含量变化很大。例如，在浮游生物和底栖生物中，蛋白质和类脂化合物含量相当高，碳水化合物含量较低，不含木质素；而在高等陆地植物中，恰恰相反，碳水化合物和木质素含量较高，蛋白质和类脂化合物含量较低(图2-3-2)。除物种之间的区别外，这些有机化合物在同一物种内的含量也有变化。这种变化有时很重要，主要是受环境的影响和有机体的生理状态所致。

例如，许多浮游生物种属，当它们从赤道附近向温暖和寒冷区运动时，脂肪含量趋向增加（据普克维奇）。R.F.凯恩等（1973）发现一种淡水藻 *Botryococcus braunii* 的脂肪成分随生理状态而变化：大部分脂肪物质以稳定形式存在时，由异戊间二烯型烷烃组成；而当处在积极发育状态下，它是由线状二烯属烃组成。

环境因素对有机体成分的影响亦甚重要。在大陆上，气候因素是主要的，它确定较大的生物-地理区域（如森林、干草原等等）。在水体中，控制生命的首要因素是光线，它将海洋中的原始生命活动（光合作用）限制在光亮带（0～200米）内；其次是有效的营养剂。

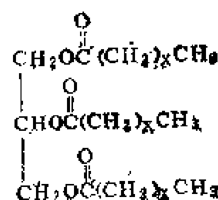
一般说来，陆地和海湖有机体的典型差别在于：前者以存在较高等植物、富含木质素为特征；后者则以存在不含木质素的有机体为标志（图2-3-2）。

尽管在热带和温带气候下，木质素含量高是一般规律；但它会随纬度升高而变化，在低温条件下，沼泽和泥炭沼是大陆有机质的重要原始产地，随着气候变冷，生长的植物中木质素含量会变少，如高位泥炭（moss peats）。

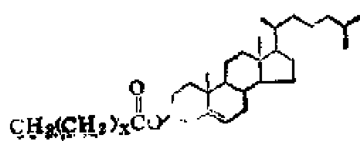
生物活动（分泌和排泄）产生的有机质也是一个重要来源。有一些沿岸藻类能产生大量多酚蛋白质和碳水化合物性质的分泌物。浮游植物的分泌物（包括氨基酸和酶）占其光合作用产物的5～10%。硅藻活着时以类脂化合物形式的排出物比藻体本身的干重还多10%。粪粒可提供有机质的重要成分，在一些热带湖泊，如法国的奥顿（Autun）沼煤含有保存完好的鱼类和爬行纲粪石；在环绕墨西哥湾的沿岸区，粪粒也是生物成因富碳沉积物的来源。

对海洋生命而言，营养盐(硝酸盐、磷酸盐)的供给是必要的。在浅水层中，磷酸盐和硝

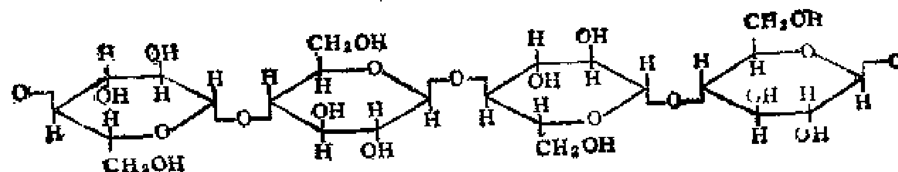
类脂化合物



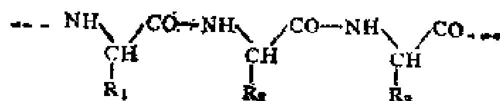




碳水化合物



蛋白质



木质素

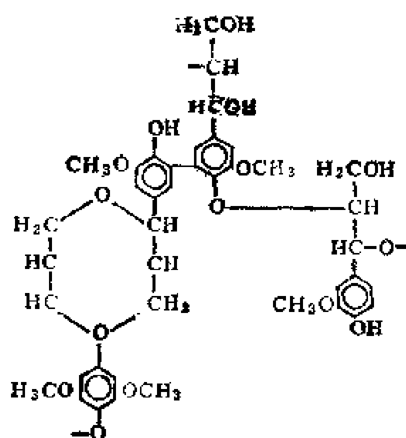


图2-3-1 某些生物分子的结构（据 A.Y.Huc，1980）

酸盐的分布与海水肥沃性之间存在良好的对应关系，这雄辩地证明浮游生物的发育与营养盐的存在有密切联系。由于有机体消耗营养盐，导至浅水层中的浓度降低，并且从水面沉降的有机颗粒的矿化作用补给也有益于水体；所以营养盐随深度而增加。在高纬度区，表层水的温度和密度同深水的区别小，容易混合；而在热带和赤道区，表层水的较高温度引起密度的明显差别，更有助于水体分层，底部水难以向上循环，降低光亮带的肥沃程度。但是，在局部地区，存在富营养盐深水的上升流，使浅水层肥沃性增加，有助于生物的发育。这种上涌现象在紧靠大陆的西海岸常常出现，如非洲西岸、加利福尼亚、秘鲁等。这些区域的沉积物特别富含有机碳，安哥拉沃尔维斯湾滨外沉积中有机碳含量可达30%（据 S.E.卡尔韦特等，1971）就是典型实例。

对湖泊生命而言，受气候、水介质及周围陆地的影响，呈现另一特征。我国勘探实践证明：半潮湿气候下的淡水-微咸水湖，是原始有机物丰富、适于大量生油的环境。松辽盆地下白垩统青山口组和嫩江组、东营凹陷下第三系沙河街组三段、准噶尔盆地上二叠统和鄂尔多斯盆地上三叠统都是典型实例。它们的沉积特点是既不夹煤层、也不见盐类沉积，而是由大套富含有机质的黑色页岩夹油页岩所组成。对青海湖及其近代沉积物的综合考察结果，也有力地证明了这种观点：湖水含盐量约12.5‰，属微咸水湖泊。除有大量鱼类外，其他浮游生物和底栖生物较丰富，每平方公里水域中生活的水生生物可达70吨，特别是藻类和介形虫异常丰富。前者常繁殖成长达百米的“绿色堤岸”，后者可富集成层。据计算，在湖底暗色淤泥分布区2700平方公里和1米深的体积内，埋藏的有机物逾1亿吨，以浮游生物残体为主。在这种暗色淤泥中，有机碳含量高达2.29%、氯仿抽提物0.12%、烃类含量0.014%。

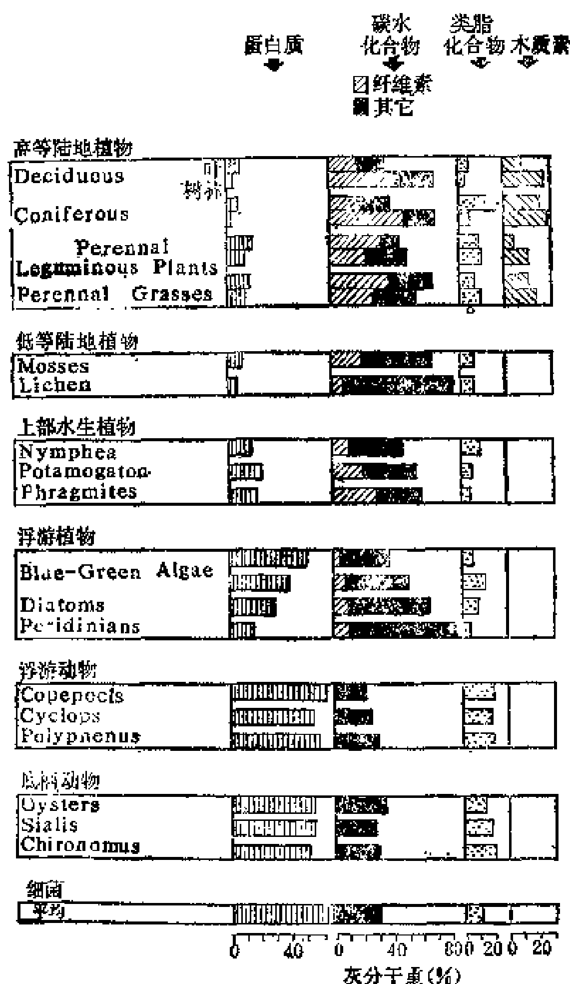


图2-3-2 某些有机体的化学成分比较

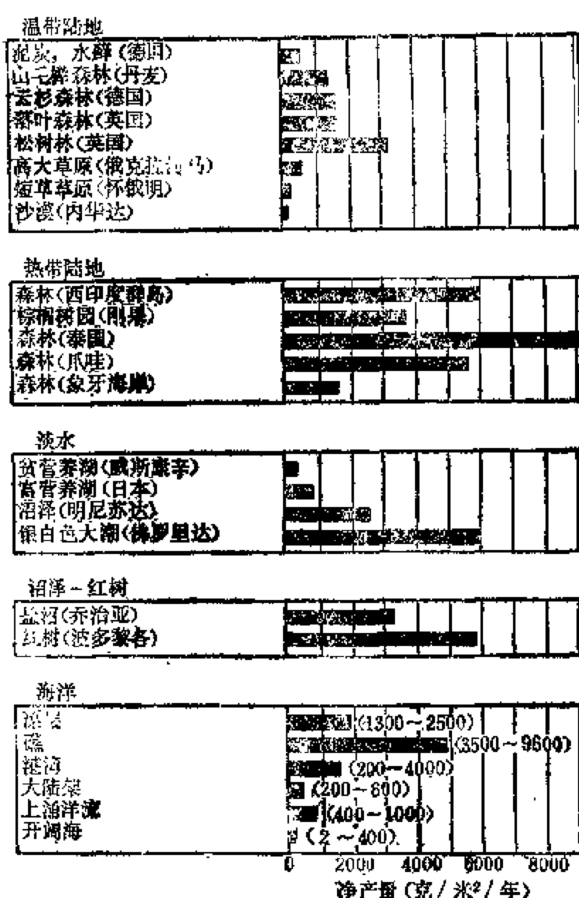


图2-3-3 若干天然生态系统的原始产量
（据E.P.Odum，1959；R.Dajoz，1970；K.J.Whittle，1976的资料）

有关活有机体及其产量的定量资料，对研究沉积有机质的来源也是很重要的。但是，现行估算方法难以给出世界范围的可靠数据。据零星发表的数据估计，有机碳的变化范围约在30～300×10^{10}吨（据J.M.亨特，1972；D.H.威尔特，1970；P.M.维廉斯，1975；等）。有关原始生产率的数据是：海洋中每年产有机碳1.5～7.0×10^{10}吨（据D.W.门泽勒，1974；K.J.怀特，1976；等）；陆地上每年产有机碳1.4～7.8×10^{10}吨（据H.Б.瓦萨也维奇，1974；R.达乔兹，1970；等）。

有机质的光合作用产量在地球表面的分布很不规则，它取决于不同的生态系统（图2-3-3、2-3-4）。在大陆上有机质产量以热带最多；而在海洋，大部分有机质一般产在潮湿温带和较高纬度区。海洋有机质生产率的主要特征在于被局限在光亮带；这个优惠带的厚度变化很大，在开阔海约为 200 米，在沿岸水带约为50米，在泻湖只有几米。

这些深度本来是随呈悬浮状态的有机微粒和矿物质的浓度而变，因此，地质变动（造山运动、风化作用等等）起着重要作用。它们控制碎屑的供给、盆地中水体的混浊性和肥沃性；换言之，它们控制构成有机质生产率基本成分的总量。

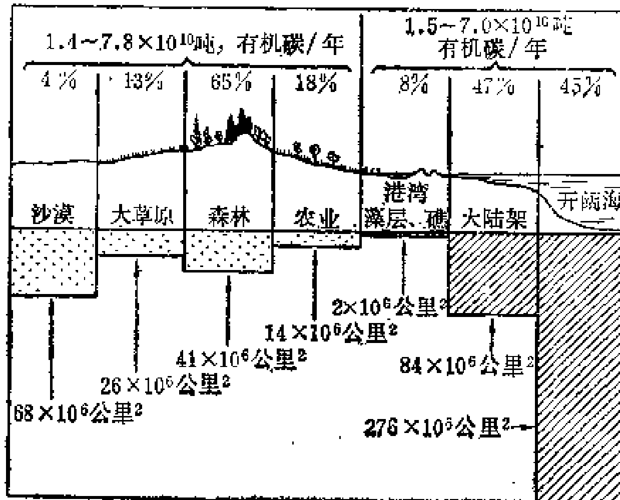


图2-4-4　原始产量的世界分布（据 E.P.Odum，1959；R.Dajoz，1970；K.J.Whittle，1976的资料）

从地球历史的巨大规模而言，能找到生命的光亮带的水平延伸性，已遭到多次巨大变化。在开阔海侵入大陆边缘的主要海侵时期（如中白垩世），是世界范围最有利于有机质产量的时代；相反，在一般海退时期（三叠纪），只有少数陆缘海和局限海适于最低的有机质产量。

除上述海盆或湖盆水体中发育的生物群外，沉积有机质还是来自周围的异地有机质以不同比例混合的结果。这种异地有机质供给盆地，乃受风化、侵蚀和搬运等作用的制约，即取决于流域区域的自然地理、地质和气候条件。河流、风力、冰川都是陆源有机质的主要搬运营力，其中尤以河流搬运最为重要，现已研究确定每年河流搬运注入沉积盆地的有机质数量约为1～5×10^8吨有机碳（P.M.维廉斯，1975；D.W.门泽勒，1974；等）。在幼年期地貌区，高山深谷差异显著，母岩区遭受强烈侵蚀破坏，河水流速湍急，有机质未经任何选择几乎整体被河水带走；而在壮年期地貌区，大陆处于平衡状态，供给河流的侵蚀产物主要是表层地层中的易溶部分（有机质和矿物质），有机质以溶解状态为特征，最后注入湖泊或海洋，在低能条件下随矿物质一起沉积下来。

二、表层有机质的转变

在生物产物（包括生物遗体、分泌物、排泄物）埋藏到沉积层中后，生物化学作用和化学作用会改造原始沉积有机质的成分和结构，并控制其在沉积层中的空间分布。

在生物产物埋藏初期，在不同环境内会经历异样的变化。在氧化环境中，通过需氧细菌的作用，破坏大部分有机质，分解为 CO_2 和 H_2O，有机质难以保存下来；而在还原环境内，大部分生物遗体被埋藏和保存在沉积层中，经厌氧细菌发酵作用和化学作用，其中所含的类脂化合物、蛋白质、多醣等等聚合物被降解分裂成比较简单的分子，即J.M.亨特所称的生物单体。

最易于分解的首先是蛋白质，经微生物破坏转化为氨基酸；其次是碳水化合物，易被分解为单醣。而类脂化合物和木质素一般抵抗分解能力较强，实际上，在类脂化合物中，除酯链外，只具有必须相当大能量才能破坏的 C—C 键；木质素是由苯基-丙烯基（propenyl）醇的聚合物组成，即使在特殊有机体（特别是 lignolytic 菌）作用下，也只能非常缓慢地分解。

此外，环境所固有的许多因素，可以使有机质避免分解。例如氧气的缺乏、氮化合物缺

乏、硫化氢等毒性代谢产物的存在，甚至较深水体中的温度和压力等因素，都可以保护有机质抵抗化学及生物化学分解。

在表层沉积物中，生物体遭受生物化学和化学作用改造，最终产物将会呈现不同成分的形式：

有机质完全分解造成的简单分子：CO_2、CH_4、NH_3、H_2S、H_2O 等；

生物体选择性分解产生的分子，将完全或部分保存其原来结构：氨基酸、缩氨酸、单醣、多醣、脂肪酸、类脂化合物、苯酚、木质素等。

生物成因有机质演变会新生成分子量比其前身、甚至单体（如苯酚、氨基酸、单醣、脂肪酸等等）更低的、多少被分解的化合物。这些新生产物会相互作用形成复杂的结构，例如腐殖质，它由多缩合核、支承碳链和官能团（COOH、OCH_3、NH_2、OH 等等）组成，通过杂原子键（羰基、羧基、硫磺、乙醚、缩氨酸键等）或碳键 C—C 连接在一起。

生物体的性质和环境条件对表层沉积物中有机质结构的影响，可以通过研究腐殖质（构成有机质的较大部分）的物理-化学性质来确定。由图2-3-5看出通过腐殖酸的元素分析可以区分泥炭、黑钙土①、灰化土②和半水栖沉积物（湖泊或海，其中的有机成分主要来自原地）。这种区别，正是由有机质母体的性质和环境造成的：在半水栖沉积物中，有机质母体缺乏木质素，导至H/C 比率高，水栖有机体的腐殖酸中 N/C 比率高，表明蛋白质含量高。潮湿与干燥的季节性交替，对黑钙土（H/C 比率低）而言，有利于结构的缩合；而在灰化土（H/C 比率高）中，低温和酸性条件会减慢腐殖化作用的过程。

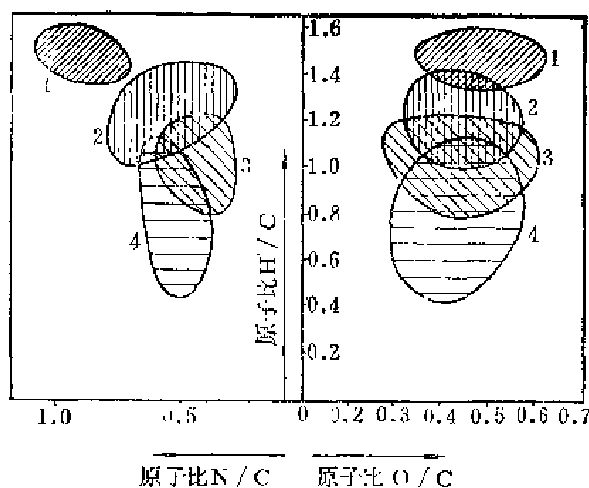


图2-3-5　不同来源腐殖酸的H/C—O/C和 H/C—N/C 原子比图

（据 A.Y.Huc等，1977）

1—沉积物（原地输入）；2—灰化土；3—泥炭；4—黑钙土

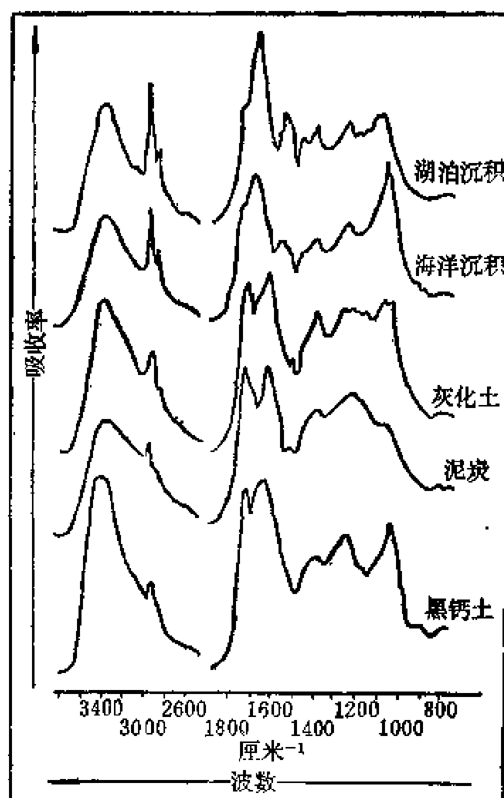


图2-3-6　不同来源腐殖酸的红外光谱

（据 A.Y.Huc 等，1977）

①黑钙土（Chernozem）：中性土壤，分布于大陆气候区，以干燥与潮湿季节明显交替为特征，发育在干草原植被之下。

②灰化土（Podzolic soils）：酸性腐殖质缓慢分解的土壤，或由于气候条件（冷区）或特殊环境因素，显著发育释放大量有机酸的酸化植被（石南属植物、针叶树）。

在红外光谱图上，饱和的CH官能团（2900cm⁻¹）在半水栖沉积物中较多、灰化土中消耗，而在泥炭和黑钙土中特别贫乏(图2-3-6)。在半水栖样品中还明显可辨位于1540cm⁻¹波带并参加组成1600cm⁻¹块状峰的缩氨酸键。

通过腐殖分子中脂肪族与芳香族结构的相对比例，可以展现含碳骨架的全貌，所得结果（图2-3-7）与上述元素分析、红外光谱阐明的特点一致，即半水栖沉积物腐殖酸的脂肪族性质和黑钙土腐殖酸的芳香族性质，灰化土腐殖酸性质介于其间。

三、早期成岩作用对沉积有机质性质的影响

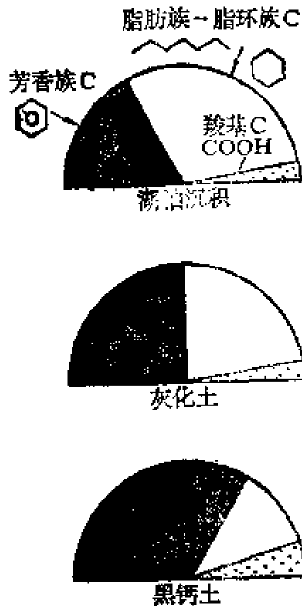


图2-3-7　腐殖质中碳的相对分布
(据R.Ishiwatari，1969等)

有机质一旦进入泥质沉积物，就在连续沉积作用的影响下逐渐埋藏。随着埋藏深度加大，上至海水（湖水）—沉积物界面的距离愈来愈大，有机质再次成为悬浮状态或被水体运动（波浪、潮流、岸流、浊流等）重新分布的可能性愈益减小。沉积物中的物理-化学和生物环境都会逐渐改变（压实作用加强、含水量减少、细菌活动消失、矿物相性质转化、温度升高）。在这个成岩作用早期阶段，有机质会产生变化，并将出现在石化的古代岩石中有机质所具有的那些性质。实际上，在近代沉积物和古代沉积岩中所含的有机质存在明显的区别。例如，同是原地海相起源的有机质在近代沉积物和巴黎盆地侏罗系托尔阶未成熟样品中，就有如下的明显区别：

	水解碳，%	腐殖碳，%
近代沉积物（10个样品）	35～75	25～40
托尔阶沉积岩（8个样品）	0～2	0.4～2.2

对比两种样品可知：在酸性水解作用下，古代沉积岩与近代沉积物相比，水解碳和腐殖碳都显著减少，表明在沉积物埋藏的天然演化过程中，水解阻力增强；这可能同有机质的亲水官能团（即羟基、羧基、甲氧基和羰基）逐渐减少有关。正如成岩作用对煤类地质演化的显著影响之一是亲水官能团逐渐分解和腐殖酸的消失。图2-3-8反映煤类的地质演化轨迹。从近代沉积物腐殖质到"石化"腐殖质，在化学成分上发生明显变化：水解碳的减少伴随着O/C原子比率减小、腐殖酸逐渐消失。这些都证明在成岩作用早期，各种含氧官能团显著减少是一个重要的变化趋势。

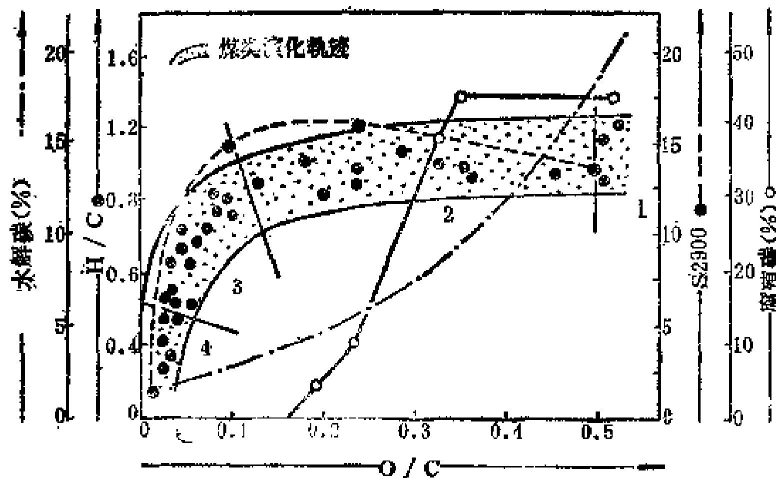


图2-3-8　成岩作用对不同来源腐殖质元素组成的影响和黑海岩芯腐殖质元素组成的变化（据R. Pelet等，1977）
1—泥炭；2—褐煤；3—烟煤；4—无烟煤
（S2900—饱和CH官能团的红外波数为2920cm⁻¹）

另一方面，在早期成岩阶段，有机质的某些性质却没有显著改变，这表现在脂肪族和脂环族结构比较丰富。由图 2-3-8 看出：一直演化到烟煤阶段之前，H/C原子比率基本保持原始水平、反映饱和 CH 官能团的红外光谱 2920cm^{-1} 波峰略见变大，都是很好的证明。

由此可见，早期成岩作用期间的天然演化，几乎不改变有机质在沉积作用阶段所获得的各种重要结构特征(脂肪族、脂环族以及芳香族结构)。这个阶段的作用实质上是影响含氮和含氧官能团逐渐分解，最不稳定的有机馏分(简单化合物和水解组分)消失并重新化合成更稳定的结构。由类脂化合物、蛋白质和碳水化合物三种主要物质分解而成的各种生物单体，将会聚合而成不溶有机质——干酪根被大量地保存下来，其分子式可表示为$[C_{12}H_{12}ON_{0.16}S_{0.43}]_x$。例如单醣和氨基酸降解形成苯、甲苯和一种类似石油胶质、沥青质及干酪根前身的棕色聚合物（图2-3-9），戈登·埃德曼认为这种反应可能是普遍的，所有单醣类和氨

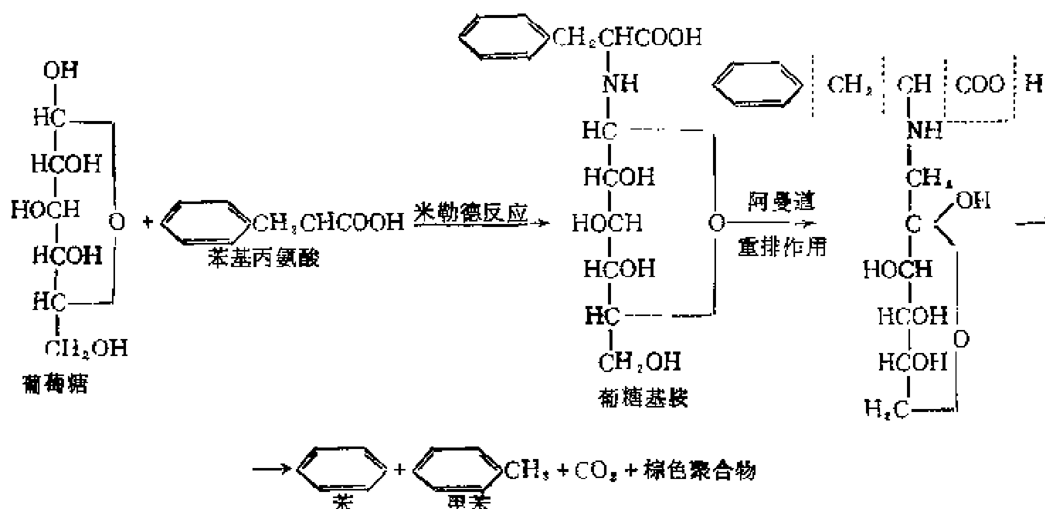
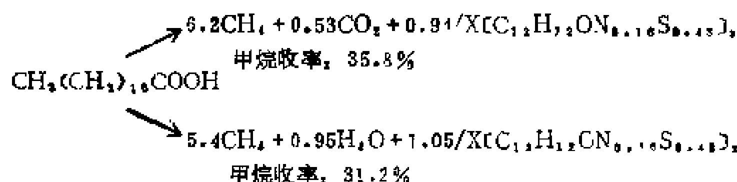
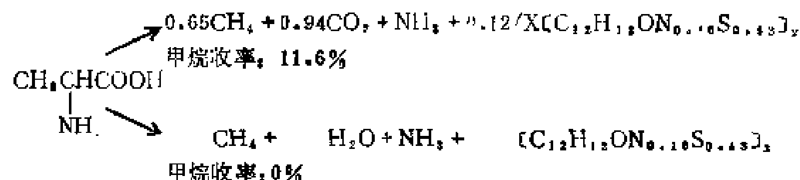


图2-3-9　葡萄糖（单醣类）和苯基丙氨酸（α 氨基酸）的降解反应（据 G.Erdman）

A.类脂化合物（硬脂酸）



B.α-氨基酸（丙氨酸）



C.醣类（葡萄糖）

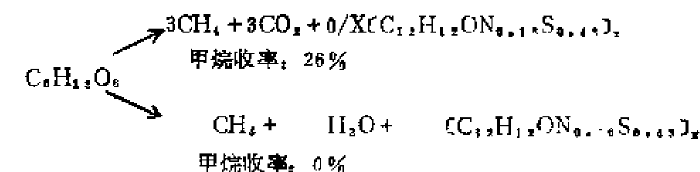


图2-3-10　硬脂酸、丙氨酸和葡萄糖的最高和最低石油烃产率（假定效率100%）（据 G.Erdman）

基酸类都能参加这种反应。他还以硬脂酸（一种典型的类脂化合物组分）、丙氨酸（蛋白质的一种氨基酸成分）和葡萄糖（一种醣类）为例，定量计算生成石油烃类的产率。图2-3-10右侧的产物中，甲烷是作为石油烃类的代表成分，副产物尚有水或二氧化碳、氨和干酪根。

所以，在早期成岩作用阶段，沉积有机质除产生大量挥发性气体和少量轻质烃类外，大量形成干酪根是一个重要的结果。

第二节　干　酪　根

近十余年来，随着有机地球化学现代技术的进展，对干酪根的认识日渐深入，它在解决石油成因问题中的作用愈益重要。当代许多著名的石油地球化学家和石油地质学家都非常重视干酪根的研究。

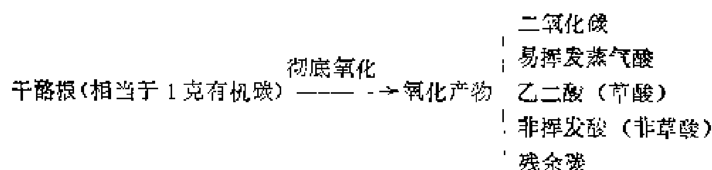
一、干酪根的定义和结构

干酪根这个术语，最初是用来描述苏格兰Lothians油页岩的有机质经蒸馏产出似蜡质的（石蜡族的）粘稠石油；后来石油有机生成学派又将这个术语引入研究石油成因问题。因此，长期以来，干酪根这个术语的涵义一直很混乱。但是，从国内外文献中常用的概念来看，还是以下述定义较好：不溶于一般有机溶剂的沉积有机质，称为干酪根（kerogen），也可意译为油母质。与其相对应，可将溶解的部分称为沥青（bitumen）。由此可知，这个定义取决于所用溶剂的性质和条件。实际上，常用的一般有机溶剂如氯仿、苯、甲醇-苯等，皆为不大具极性的化合物，并且是在温度80℃以下采用。定义中的沉积有机质，并不限于古代沉积岩中的有机质，也包括现代沉积的。可见，定义中采用的是所有沉积有机质。因此，将各种牌号腐殖煤、藻煤、烛煤、沥青物质、近代沉积物和土壤中的有机质，都包括在沉积有机质中。

采用现代科学技术，认真鉴别在标准有机溶剂中的可溶和不溶馏分及其相互关系，特别是查明干酪根的化学成分和结构及其在演化过程中的变化，对于研究沉积物中石油和天然气的成因问题具有非常重要的意义。

干酪根代表页岩和其他一些沉积物中的主要有机成分。人们早想通过各种研究来阐明它的化学性质，包括成分和结构。但是，由于干酪根的不溶性和大分子性质，呈近似的和不同的分子结构组成的复杂集合体；其中又混杂了大量矿物质；并且干酪根的来源和经历也千差万别，致使其一般结构和性质都会有明显的区别。因此，鉴定干酪根的化学结构是最复杂的问题之一。

为了解决这个问题，曾采用了各种方法，如显微镜研究、高温降解、不同化学试剂和近代物理方法等等。由于干酪根在有机和无机溶剂中都不溶解，常在高温（热解、氢解）或低温（氧化、还原、水解）下将它降解成低分子量产物，以便研究它的化学结构。例如，用高锰酸钾作氧化剂，在氧化完全时，原始碳的分布呈现下列氧化产物：



目前，对干酪根的结构研究，以美国科罗拉多和犹他州第三系始新统绿河组页岩以及苏联爱沙尼亚奥陶系库克页岩较为充分，现分述其化学结构特征如下：

1.绿河组页岩干酪根

经过美国、英国、法国和南斯拉夫的许多学者研究，尽管方法不同，但却获得了非常近似的如下结果：在化学成分上，由碳、氢、氧、硫、氮等元素组成；在结构上呈三维网状系统，由桥键和各种官能团将多个核联接而成。在绿河页岩干酪根中含脂肪族结构很多。

英国A.L.伯林甘和B.R.锡莫内特等先以铬酸为氧化剂，将绿河页岩分三段（3、6、15小时）氧化；再用气相色谱仪和高、低辨质谱仪鉴定，在支链酸馏分中得到 C_{14}～C_{22} 异戊间二烯型脂肪酸，大部分为 C_{15}和 C_{16}酸，C_{17}、C_{19}和 C_{20}酸较少。

根据绿河页岩干酪根浓缩物的铬酸和硫酸氧化结果，他们估计在这种干酪根中，异戊间二烯型烷基结构占直链烷基和聚亚甲基交键总数的38%。图2-3-11即为他们提出的结构式。

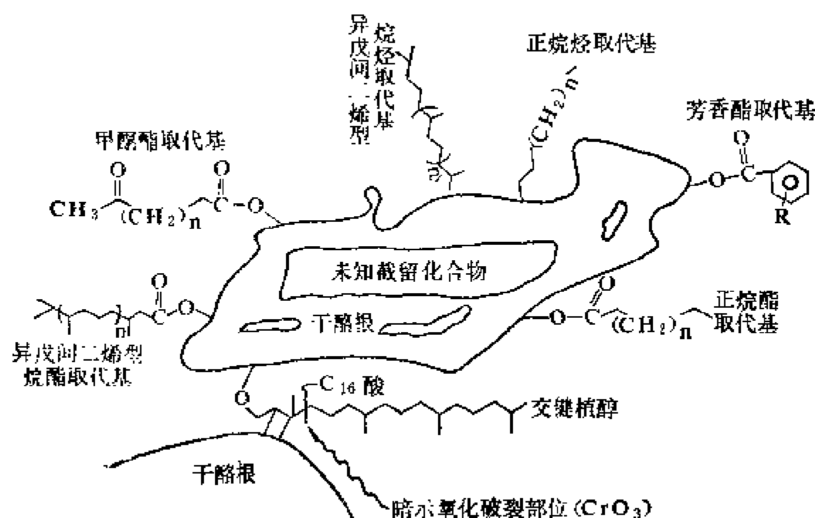


图2-3-11 绿河组页岩干酪根网的结构（据 A.L.Burlingame等，1969）

南斯拉夫M.V.朱里芝克等用碱性高锰酸盐分段氧化降解绿河组页岩干酪根为羧酸，产量高达原始干酪根的70%；用气相色谱-质谱-计算机系统鉴定主要产物，有直链脂肪酸(C_8～C_{29})、饱和二羧酸(C_4～C_{17})和异戊间二烯型脂肪酸（C_9、C_{12}、C_{14}～C_{17}、C_{19}～C_{22}）。认为干酪根的“核”可能由互相联接的骨架构成，即直链烷基和异戊间二烯型烷基被联接到长的脂肪族亚甲基桥上（图2-3-12）。绿河页岩干酪根碱性水解的酸性产物经鉴定有以下几种：

（1）C_9～C_{25} 直链饱和脂肪族单羧酸；

（2）C_6～C_{15} 饱和直链二羧酸；

（3）C_{14}～C_{19} 异戊间二烯型脂肪酸（C_{18}除外）；

（4）C_{11}～C_{16} 异构酸（C_{15}除外）；

（5）两个不饱和单脂肪酸（C_{16}和 C_{18}）。

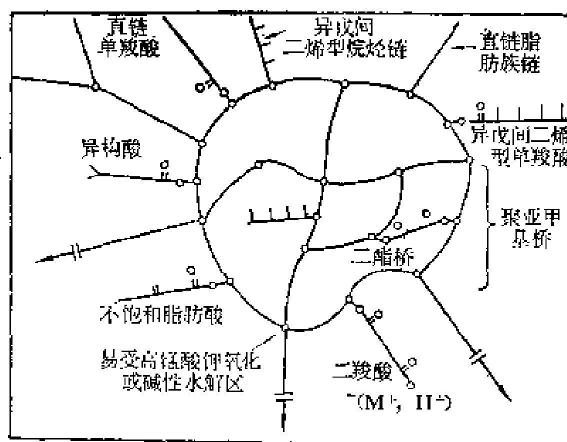


图2-3-12 绿河页岩干酪根网的亚单元图解
（据M.V.Djuricic等，1971）

晏德福用高锰酸盐分段氧化绿河页岩干酪根，其产物再用气相色谱、核磁共振、质谱和红外光谱等方法进行研究，提出了绿河页岩干酪根的概念模型（图2-3-13），并得出关于结构的下列结论：

（1）绿河干酪根含大量（约每十个碳中有2～4个碳）比 C_4 长的直链脂肪族结构，成

为被长链聚亚甲基交键联接的三维网状系统。

(2)缺乏芳香系统，但是可能存在分离的双键，如氢化芳族化合物（hydroaromatic）和杂环系统。

(3)大量碳骨架是环烷族，具3～4环。这些环烷族骨架被杂环或分支烷链所联接。

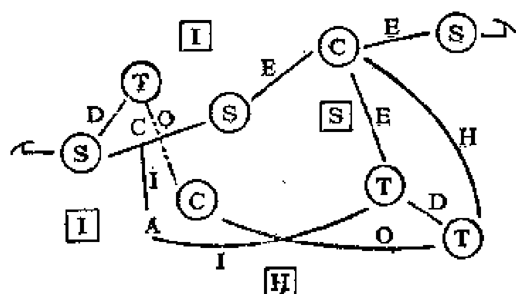


图2-3-13 绿河油页岩有机成分多聚合物的理想结构模型（据Yen T.F., 1976）

○—干酪根的主要成分；□—干酪根网中的截留分子；I—异戊间二烯型化合物；S—甾族化合物；T—萜烯化合物；C—类胡萝卜素；D—二硫化物；O—乙醚；E—酯；H—杂环化合物；A—二烯族烃

(4)缺乏边缘长链聚亚甲基结构。长链烷烃取代基（C_{17}～C_{31}）向干酪根中心部分变多。

(5)除杂环原子外，在最外层尚有极性官能团。

(6)中心和外层的交键级别不同：外层交键比中心的大；且在干酪根中交键或支链都没有规律。

(7)松散"单体"可被干酪根基质截留。

2.爱沙尼亚库克页岩干酪根

库克页岩是世界上最古老（奥陶纪）的页岩之一，属浅水开阔海沉积物，被视为腐泥煤。这种页岩的平均元素组成 C 77.1～77.8%、H 9.5～9.8%、S 1.7～1.9%、O 9.7～10.2%（据A.S.弗米拉，1968）。

弗米拉等对库克页岩干酪根的化学结构进行了大量研究。用碱性高锰酸盐氧化了库克页岩有机碳，产生易挥发的蒸气单羧酸（C_2～C_8）和不挥发的二羧酸，例如草酸(C_2)、琥珀酸(C_4)、戊二酸(C_5)、己二酸(C_6)、庚二酸(C_7)、辛二酸(C_8)和壬二酸(C_9)。也得到未识别的较高分子量酸。这些未识别的中间产物进一步氧化可以得到单羧酸、二羧酸及二氧化碳。未产出苯-羧酸。

类似研究回收55%干酪根碳呈脂肪族化合物、40%呈C_4～C_{10}饱和二羧酸，很少量碳分离出呈单羧酸（1.5%）。于是，弗米拉等(1968)曾设想库克页岩干酪根可能是由70%左右脂肪族结构组成的。

在50℃下用碱性高锰酸盐氧化库克页岩干酪根得到很多酸性产物，鉴定结果如下：

(1)α, ω-二羧酸 C_4～C_{18}（80%，其中C_4～C_{10}酸占70%以上）；

(2)α-甲基二羧酸 C_5～C_{18}(4～10%)；

(3)饱和三羧酸 C_6～C_{17}(15～20%)；

(4)正构单羧酸 C_2～C_{26}；

(5)异构单羧酸 C_7～C_{10}；

(6)苯基羧酸 C_8～C_{11}；

(7)对苯二酸。

芳香族产物不到干酪根碳的1%。

此外，弗米拉等还发现库克页岩干酪根可被浓硝酸(57～60%)或硝酸与大气氧混合物完全氧化。在室温和正常压力下，产出氮含量高(6%)的所谓"硝基干酪根"，代表部分降解的不溶产物（占原始有机质的78～92%）。用酒精钾碱处理不溶产物，会分解产出40%以上可溶性和挥发性产物。在较高温下，硝酸能使干酪根完全降解。在较短时间内（2～8小时）成为含饱和二羧酸（相当于氧化干酪根的14～17%）的复杂混合物。在一定条件下，C_4～C_{10}

二羧酸产量可高达55%。

综上所述，认为库克页岩干酪根结构的主要部分是脂肪族，且40%烃类组成呈直链状。

二、沉积物中干酪根的数量和分布

凡是沉积物几乎都含有机质。砂岩含量最少，而有些岩石（煤、藻煤和沥青或石沥青脉等）几乎全部由有机质所组成。

干酪根在近代有机质中，一般占重量的95%以上。在埋藏过程中，由于可溶性和(或)挥发性产物，特别是烃类的形成，干酪根所占百分率逐渐降低。但是，这些产物形成的数量变化范围大，占原始有机质的10～80%，它取决于有机质来源的性质。考虑到情况多样，可能难于估计总沉积有机质中干酪根的平均百分率。

沉积物中干酪根的重量百分率，一般是根据它的有机碳含量来估计。对轻微演化的沉积物（近代或埋藏浅），这种估计往往过低。因为在轻微演化的干酪根中，碳含量约占60～70%，在这个阶段中，干酪根几乎组成整个有机质。于是，为了求得干酪根含量，需将有机碳含量乘以1.5或1.6。随着不断埋藏演化，干酪根中的有机碳含量增加，对完全演化的沉积物可以超过90%。在这些演化过程中，保存下来的可溶性和(或)挥发性产物很难超过总有机质的20%，因此，有机碳含量的最后估计非常接近于干酪根的含量。

对所有沉积物而言，有机碳含量低于干酪根含量，一般公认必须乘以系数1.2至1.3。但是，考虑到下面计算的近似性质，将根据有机碳含量来评价干酪根含量。

1972年J.M.亨特估计地壳上沉积物中所含有机碳总量为1.2×10^{16}吨。其他学者较早的估计数量介于10^{15}和3.5×10^{16}吨。亨特的计算是根据对海洋领域存在的沉积物总重量的最新评价，现在认为它约占全部沉积物重量的8%。由于现代大陆领域比海底范围取样多、浅沉积物比深沉积物取样多，上述估计还一直在不断修正。所以，10^{16}吨将被视为仅仅代表有机碳含量的一个数量级，也是出现在沉积物中干酪根的数量级。这个数据代表地壳中所含总碳的（有机的和无机的）10～15%，其余部分则以元素碳形式（石墨、金刚石、碳质颗粒等等）出现在非沉积岩（喷发岩、结晶岩和变质岩）中。在生物界、大气二氧化碳和溶解于海水的碳量都小若干数量级。

现将不同形式碳的数量列入表2-3-1中。生物量是根据不同的估计给定了一个范围。

表2-3-1　地壳中不同形式碳的数量（据J.Hunt，1972）

碳的形式	数量，吨
干酪根	1×10^{16}
沉积岩中的碳酸盐	6×10^{16}
非沉积岩中的碳酸盐	1×10^{16}
溶解于海水中的碳酸盐	5×10^{13}
元素碳（主要在玄武岩、花岗岩和变质岩中）	1×10^{16}
溶解于海水中的碳（CO_2、有机体）	1×10^{12}
大气碳(CO_2)	1×10^{12}
生物量（活有机体）	$(0.3\sim3)\times10^{12}$

许多学者估计，每年通过光合作用进入合成的有机产物中碳的重量（原始有机生产量），海洋为$1.5\sim7\times10^{10}$吨、陆地为$1.4\sim7.8\times10^{10}$吨。估计这个数量的0.01～10%可避免生物循环或地面变化，进入沉积物。

结晶岩中的元素碳或碳酸盐碳有一部分是有机来源。这些形式的碳重新进入生物循环是

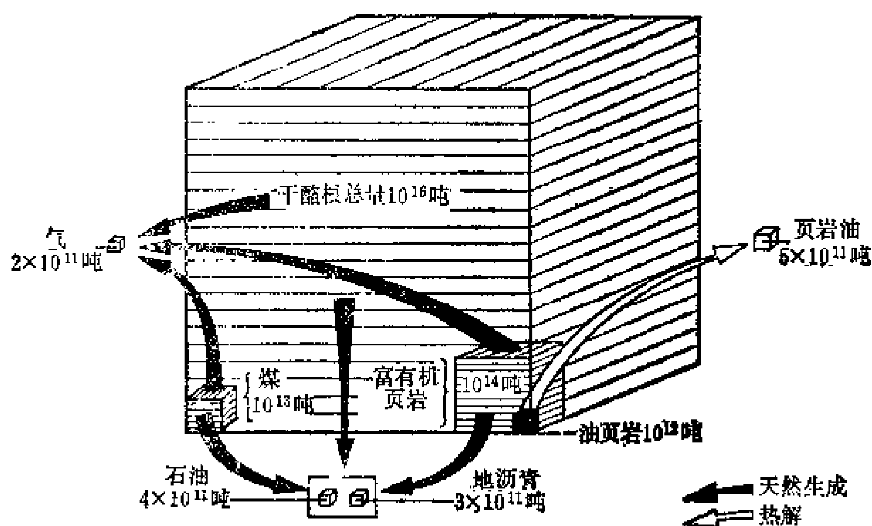


图2-3-14　干酪根数量与化石燃料最大资源的比较（据 B.Durand，1980）

通过地面变化、沉积物中的降解和岩浆及火山作用转化为CO_2或CO_3^{--}发生的。

图2-3-14表示干酪根总量与主要类型化石燃料最大资源的关系。图中用最大资源来表示从沉积岩中可回收的所有吨数。图示石油、天然气和地沥青的最大资源相应为4×10^{11}吨、2×10^{11}吨和3×10^{11}吨。

按照一般图解，地沥青资源数量很大。这是根据C.J.德梅松（Demaison）的最新估计①：委内瑞拉奥林诺科盆地、加拿大阿萨巴斯卡和苏联麦列凯斯三个地区的地下地沥青约有1.5×10^{11}吨。

如果设想在油田、气田或地沥青田找到的烃类多来自干酪根的转化，则比较干酪根数量和油、气、地沥青资源数量，可以表示天然转化（油、气生成和运移）的平均最终产量，于是这个由干酪根演化而来的可采烃类数量介于干酪根总量的10^{-5}和10^{-4}之间。

亨特（1972）估计散布在沉积物中的石油(液态烃，相当于苏联学者的“微石油”)数量约为2×10^{14}吨，在开采的油田地下探明的石油数量总计10^{12}吨。则从散布石油聚集为供开采石油的平均产量约为0.5～1％(其他类似计算定为2％)。但是这只是一种粗略的估计，它未反映地质情况的多样性和复杂性。

1975年发表的世界煤炭估计，煤的确定资源为10^{13}吨②，R.费斯（Feys，1976）将其改为$7\sim17\times10^{12}$吨。现有储量约0.5×10^{12}吨②。油页岩资源估计尚无把握，这里选用两个数据：一个是广义的油页岩，即有机碳含量超过5％的页岩，法国石油研究院估计其干酪根数量为10^{14}吨（这接近苏联瓦萨也维奇等估计的数据，后者将有机碳含量介于4～10％的页岩中有机碳含量定为2×10^{14}吨），热解后可给出3×10^{13}吨石油，相当于石油资源（4×10^{11}吨）的75倍；另一数据是根据通用技术热解现存油页岩（油页岩储量），并将从这些页岩干酪根向石油的平均转化率定为50％，这些页岩中的干酪根为10^{12}吨，约可炼出5×10^{11}吨页岩油（据J. Burger，1973；D. C. Duncan & V. E. Swanson，1965；等）。

关于沉积物中干酪根分布的情况，主要根据特拉斯克(1942)和罗诺夫(1969)的工作。前者大规模收集了美国沉积物中的有机碳含量，后者完成了俄罗斯地台的同样工作。

有机碳的分布取决于地质时代和沉积物类型。从寒武纪以来出现两次最低值：第一次在

①详见《Bull. AAPG》，1977，Vol.61，№11。

②《World Coal》，1975，Miller Freeman Publication，San Francisco。

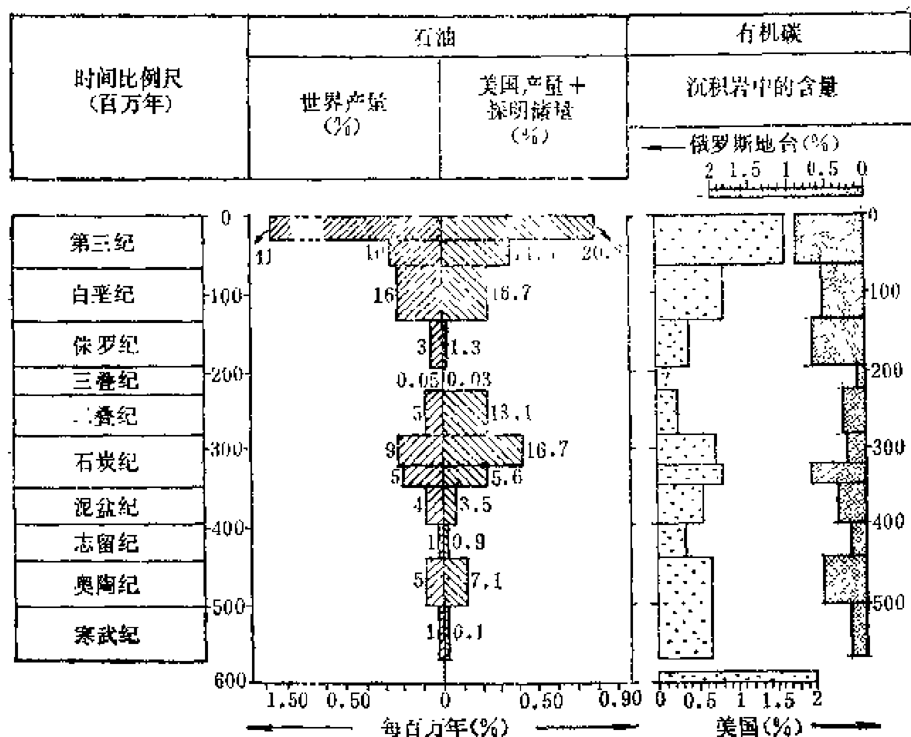


图2-3-15 石油和有机碳的地质时代分布
(据 J.Debyser 和 G.Deroo, 1969)

志留纪，第二次在三叠纪（图2-3-15）。这可能一方面由于气候或大气圈 CO_2 数量的变化，导致原始有机质产率减少；另一方面可能由于在这些时代，有利于有机质堆积和保存的大陆边缘发生了特有的大幅度海退所致。

曾经对现今大陆和海洋领域进行了统计(表 2-3-2)。大陆领域不仅包括大陆，还包括大陆架和大陆坡，平均有机碳含量高，且按粘土和页岩>碳酸盐岩>砂岩依次递减，在这些岩类的每一类中，一般又以最细粒沉积物含有机碳最富。

表2-3-2 沉积物中的有机碳分布（据 J.Hunt，1972．修改）

地理位置及沉积物类型	有机碳平均含量(重量，%)	有机碳总量(10^6吨)
大陆、大陆架及大陆坡		
粘土及页岩	0.99	0.82
碳酸盐层	0.33	0.08
砂层	0.28	0.09
海洋		
粘土及页岩	0.22	0.07
碳酸盐层	0.28	0.10
硅质层	0.26	0.04

所以，干酪根同沉积物的最细粒部分密切相关。亨特(1963)在加拿大阿尔伯塔州维京页岩中找到了下列按粒径的分布：

粒径	平均有机质重量，%
粉砂岩	1.79
2～4微米粘土	2.03
<2微米粘土	6.59

在海洋和大陆领域分布的鉴定表明，最大量干酪根出现在大陆边缘的粘土和页岩中。在第四系全新统沉积中，85%以上有机质出现在大陆斜坡（据R.Pelet等，1975）。

观察干酪根按地质时代、沉积物类型及沉积领域的分布对石油勘探具有重要意义，因为在沉积介质石化有机质的能力与其石油远景之间存在明显的相互关系．正如罗诺夫观察到含油盆地中沉积物有机碳平均含量三倍于非含油盆地。所以，在石油储量分布与其相同地质时代有关的沉积物有机碳平均含量之间具有密切的相互关系（图2-3-15）。

应该指出，当代有不少学者利用沉积模型来研究有机质的分布，这是一个有效的方法。P.卡泽(Cazes)等(1976)研究了巴黎盆地晚侏罗世牛津阶含礁灰岩的泥灰质—碳酸盐介质中干酪根的分布．这项统计学研究考虑到大量沉积学和岩石学的变化。结果观察到在这种介质中，干酪根的石化作用最终出现在同非常平静的沉积作用类型有关，在多数情况下，伴随有适于有机质保存的泥质成分。但是，这种沉积模型只选用了少数岩类，今后尚须从不同类型沉积岩进行深入的研究。

三、干酪根的元素分析和主要类型

干酪根的元素分析是一项具有理论和实践意义的重要工作，它有助于研究干酪根的来源、性质及分类，甚至还可探讨其在深处生成石油和天然气的能力，作出生油、气潜力的定量评价。因此，近十余年来，许多国家的学者分别从世界若干地方的古代和近代、海相和陆相沉积物取样，进行干酪根的元素分析，促进了石油有机成因理论的迅速发展。

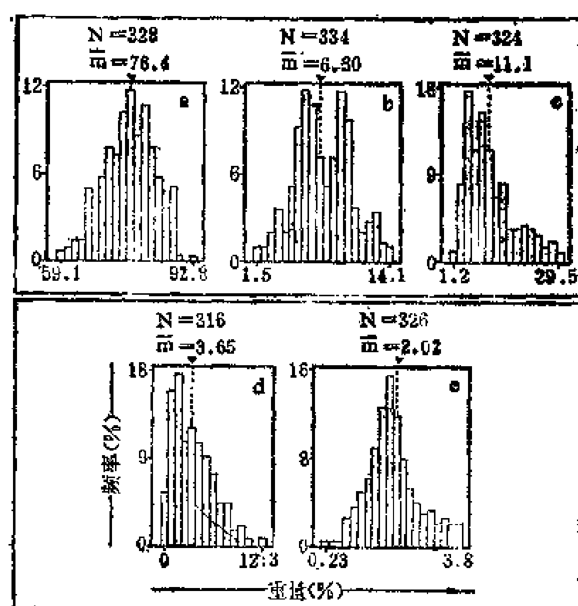


图2-3-16 干酪根中的元素含量分布（据B.Durand & J.C.Monin，1980，修改）
横座标：元素含量/样品重量，%；
纵座标：频率，%。
N—样品数；m—平均值
a—碳；b—氢；c—氧；d—有机硫；e—氮

1.干酪根中C、H、O、N、S的分布和研究

用盐酸和氢氟酸将沉积物酸蚀水解后，经过黄铁矿和其他无机物含量校正，单纯讨论干酪根中C、H、O、N、S的相对分布。根据440个干酪根样品的分析，将每种元素的重量百分含量表示在图2-3-16中，图中还给出了平均值和变化范围。

由图中看出：C和N大致呈正态分布，O和S约呈对数正态分布。H的分布存在三种模式，这是一个重要现象，同干酪根的类型密切相关。从元素百分含量平均值可知：C 76.4%，H 6.30%，O 11.1%，三者共占93.8%，是干酪根的主要成分。重量百分率掩饰了氢的重要性，事实上它在干酪根分子集合体中的地位居第二。

与活有机体中的含量相比，有机硫在干酪根中的含量很高。这表明在干酪根的形成过程中，无机硫加入到干酪根中去了。

氮的含量低，但并非微不足道。在活有机体中氮的唯一来源是蛋白质，而干酪根是通过水解从沉积物中分离出来的，所以一部分蛋白质氮以非水解形式进入到干酪根中。

由于干酪根的大部分是由C、H、O组成，所以，将C、H、O元素分析资料编制成C、H、O图解，反映古典元素化合物的主要变化，可以为深入研究干酪根奠定基础。

C、H、O图解有两种：

(1)C、H、O元素百分含量三角图：在三角顶点分别定为C、H、O的含量为100%。可用重量百分比或原子百分比。

(2)H/C--O/C原子比图解（图2-3-17）：由D.W.范-克雷维伦（Van Krevelen, 1961）在其专著《煤》①中首次提出，近十年来，被推广应用于研究干酪根。图中纵座标为H/C原子比，并标明了甲烷、异戊间二烯型烷烃、正构直链烷烃、环烷烃、芳香烃及石墨的H/C原子比率；横座标为O/C原子比。失去CH_4、CO_2或H_2O的简单反应用直线表示，连接点P代表所研究样品的元素分析结果。

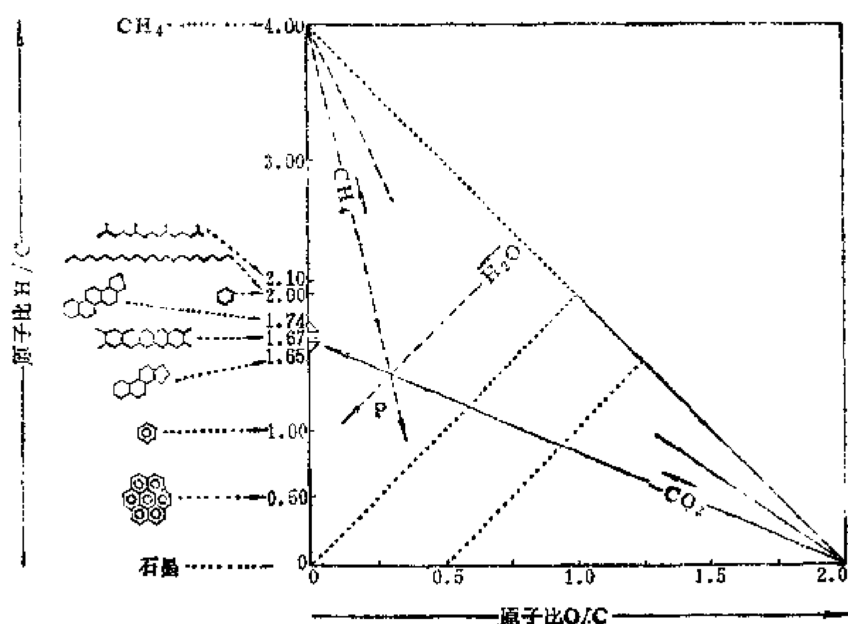


图2-3-17 D.W.范-克雷维伦图解

这种图解最适于处理元素分析结果，其优点在于首先勿需C、H、O值的预先标准化；其次H/C和O/C原子比的不可靠性比C、H、O值要低；第三，它能够形成碳骨架结构的大致概念，H/C原子比值实际上给出了其芳香度的原始概念。

在这种图解的基础上，范-克雷维伦研究了煤素质的所谓碳化作用轨迹。他将各种煤素质元素分析结果标在图解上，表明它们位于分隔的带上（图2-3-18）。在碳化过程中，沿着每条轨迹都存在着从H/C或O/C高值向低值逐渐变化，都趋向于富集碳。于是各组碳化轨迹最终都归并到接近座标原点的同一带上。在地下条件下，O和H可能呈低分子状态或挥发物形式离去，即CO_2、H_2O和轻质烃如CH_4逸出。碳化作用轨迹的形态表明CO_2和H_2O在烃类之前析出；最初O/C值比H/C值降低快，就证明轻质氧化分子首先形成。

2.干酪根的类型及其演化轨迹

将范-克雷维伦图解应用到干酪根的元素分析，便可看出在H/C—O/C原子比座标图上，呈现干酪根的三种主要类型及其演化轨迹（图2-3-19）。这是法国石油研究院将不同来源的390个干酪根样品进行C、H、O元素分析的结果。

(1)Ⅰ型干酪根：原始元素组成H/C原子比略低于2，表明碳骨架富含饱和烃结构，以线状为主。这类原始有机质分布不广，以美国科罗拉多和犹他州尤英塔盆地始新统绿河页岩为典型代表，发育在大型湖泊中（据T.D.Fouch, 1975）。完全被微生物改造，以致所有

①D.W.Van Krevelen,《Coal》;Elsevier ed.,Amsterdam,1961.

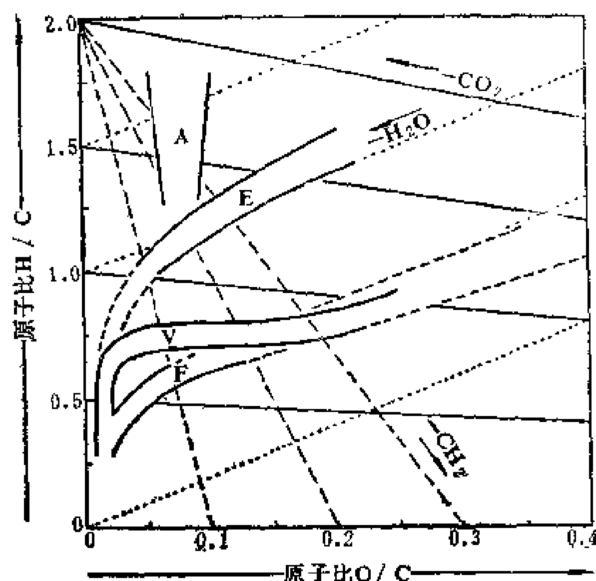


图2-3-18 煤素质的碳化作用轨迹
(据D.W.Van Krevelen, 1961)
A—藻质体组；E—壳质体组；
V—镜质体组；F—丝质体组

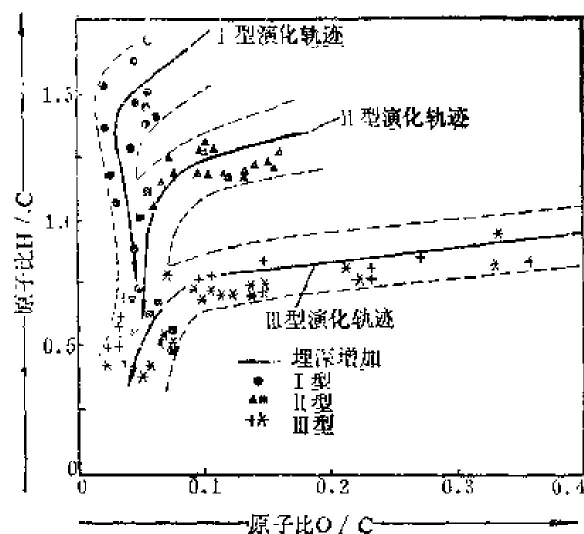


图2-3-19 不同来源干酪根的元素分析图解
Ⅰ型：●美国尤英塔盆地绿河页岩（B.Tissot 等，1978）
Ⅱ型：▲法国巴黎盆地下托尔页岩(B.Durand等，1972)
■德国里阿斯期波西多尼希费组（B.Durand）
Ⅲ型：＊喀麦隆杜阿拉盆地上白垩统页岩(B.Durand等，1976） ＋腐殖煤（B.Durand 等，1977）

残余物都是最稳定的成分，即由类脂化合物和一些角质层植物蜡组成。在一般富含有机碳并且几乎完全由*Botryococcacea*种单细胞藻遗体组成的沉积物中，例如奥顿藻煤、苏格兰和澳大利亚的藻烛煤、弹性藻沥青等，也可找到非常类似的化学成分。

（2）Ⅱ型干酪根：原始元素组成 H/C 略低于 1.5，属高度饱和多环碳骨架。这类有机质来自浮游生物（以浮游植物为主），但它们也可在富含有机碳的沉积物中找到，是由特殊藻（如澳大利亚的 *Tasmanite*）组成。这些能够抵抗底栖生物改造沉积物的有机体成分是类脂化合物，其中大部分呈甾族化合物形式（据 T.W.Goodwin，1973）。在乏氧的安静的浅海环境下沉积的含碳酸盐粘土中，可经常发现它们。北非志留系、中东白垩系、西欧侏罗系等生油岩皆属此类。

（3）Ⅲ型干酪根：原始元素组成 H/C 稍低于1.0，特别富含氧。其相应的碳骨架推论为杂环的或芳香族多环类型。富含木质素的较高等植物残余占优势；类脂化合物出现较少，且主要为角质层蜡。在抵抗氧化的成分中，也可找到萜族胶质（针叶树的松杉酸、琥珀等）。在这类沉积中，微生物作用一般不太重要。在快速沉降的碎屑岩系中经常发现这类有机质，实际上来自由土壤植被产生的大陆物质，同粘土和粉砂沉积有关。近似有机祖先的煤也属于这种Ⅲ型物质。我国鄂尔多斯盆地上三叠统延长组，加拿大西部下曼维尔页岩和喀麦隆杜阿拉盆地上白垩统都主要含有这类干酪根。

过去国内外常将干酪根划分为腐泥型、混合型及腐殖型三种类型，其特征大致分别同上述Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ型相当。

近几年来，在我国若干主要中、新生代含油气盆地中，曾对湖相生油岩干酪根进行了系统元素分析，石油工业部石油勘探开发科学研究院将其典型分析结果列入表 2-3-3①。根据显微

①详见《石油学报》(增刊)陆相生油论文专集，1981。

表2-3-3 **我国若干中、新生代含油气盆地典型干酪根的元素组成**

（据尚慧云、李晋超，1981，修改）

盆地名称	层位	元素组成* C %	H %	O %	H/C	O/C	干酪根类型	样品数
松辽盆地	Kqn^1	52.63～74.78 (60.04)	6～7.5 (6.83)	4.54～15.69 (10.28)	1.2～1.59 (1.39)	0.06～0.22 (0.13)	Ⅰ	8
东营凹陷	Es^3	55.5～62.84 (57.7)	5.18～5.76 (5.52)	6.31～11.08 (8.12)	1.07～1.22 (1.15)	0.07～0.13 (0.09)	Ⅱ	6
鄂尔多斯盆地	J_1y	62～63.71 (62.97)	2.89～3.81 (3.33)	19.02～22.42 (20.62)	0.54～0.73 (0.64)	0.24～0.27 (0.25)	Ⅲ	4
	T_3y^3	67.25～72.04 (69.65)	4.05～5.16 (4.6)	11.14～13.43 (12.29)	0.72～0.86 (0.79)	0.12～0.15 (0.14)	Ⅲ	2

*括号内为平均值。

镜观察、元素分析及红外光谱特征可以明显看出松辽、渤海湾及鄂尔多斯等大型盆地湖相生油岩的干酪根呈现三种不同的典型特征（图2-3-20）。松辽盆地下白垩统青山口组一段和嫩江组一段干酪根在显微镜下呈无定形为主，见少量镜质体；H/C原子比在1.5左右；低碳数正烷烃含量高，饱和烃/芳香烃比值大于2.2，来源于介形虫、叶肢介、藻类及其他低等微体生物，是较深—深湖相沉积物，主要属Ⅰ型干酪根，生油潜力大。鄂尔多斯盆地干酪根的H/C原子比介于0.5～1.0之间，红外光谱显示以多环芳香烃为主，含氧官能团较丰，混有少量饱和烃，属Ⅲ型干酪根。但是，应该指出：上三叠统延长组与下侏罗统延安组的干酪根仍有区别。在镜下观察前者呈无定形>木质>镜质体，后者呈木质>镜质体>无定型，H/C原子比前者大于后者。这些都表明延长组干酪根近于Ⅱ—Ⅲ过渡型。渤海湾盆地东营凹陷下第三系沙河街组三段干酪根特征介于松辽与鄂尔多斯之间，镜下观察呈无定形>草本>镜质体，H/C原子比在1.0～1.3范围内，以饱和烃为主，饱和烃/芳香烃比值介于1～2，主要来源于介形虫和藻类，混有少量陆源植物，属Ⅱ型干酪根。

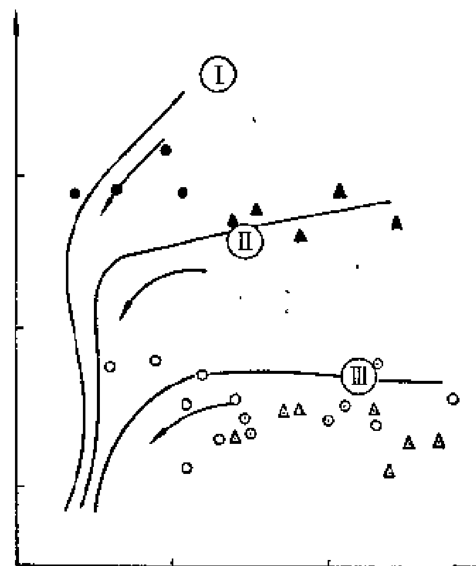


图2-3-20 我国典型干酪根的元素分析图解

Ⅰ型，●松辽盆地下白垩统（李永康、张初锋等，1980）

Ⅱ型，▲渤海湾盆地东营凹陷下第三系沙河街组三段（周光甲等，1980）

Ⅲ型，⊙鄂尔多斯盆地上三叠统延长组（于志海等，1980）

△鄂尔多斯盆地下侏罗统延安组（于志海等，1980）

在H/C—O/C图解中，上述三种类型干酪根的演化轨迹位置，表明其原始化学结构的区别。在Ⅰ型轨迹起始点或其附近，发现具大量脂肪烃结构的类型；而在Ⅲ型轨迹起始点或其附近，可发现大部分由带含氧官能团的多环芳香烃结构组成的类型。这些区别说明其原始物质、沉积环境及地质经历的不同。Ⅱ型轨迹起始点介于Ⅰ型和Ⅲ型之间，以具多环饱和烃为特征。尽管存在上述区别，不论其原始类型如何，它们热演化的最终结果都向具很少官能团的多环芳香烃结构收敛。

由此可见，随着埋藏深度逐渐增加，上述三类干酪根都会沿着各自的轨迹发生演化。由

于O/C和H/C先后相继减少，干酪根的碳富集，所以在H/C—O/C图解中大致趋向碳极收敛。这说明在埋藏过程中温度和压力增大时，沉积有机质是不稳定的；并且大多数氧被束缚在不及饱含氢化合物稳定的化学结构中，首先形成气体逸出。

根据元素分析及红外光谱(IR)、热重分析(TGA)、电子显微镜(EM)、电子自旋共振(ESR)、光学研究(OS)的结果，可以看出在埋藏过程中，干酪根的热演化显示出三个连续的阶段(图2-3-21)。现将各阶段的性质、物理化学变化特征及主要产物综合列入表2-3-4中。

表2-3-4　　干酪根热演化的主要特征

阶段	化学性质	物理化学变化特征	主要产物
A	O/C降低速度远远超过H/C	C=O官能团迅速消失(IR)和大部荧光(当它存在时)	CO_2、H_2O和重质杂原子产物，即胶质和沥青质
B	H/C明显降低，O/C稳定(或略增)	饱和C—H官能团消失(IR)，标准状况下测定的失重显著降低(TGA)，而反射能力(OS)、芳香烃质子数(IR)和自由基数目(ESR)都迅速上升，表明干酪根的芳香度显著增加	轻质烃类越来越多(石油—湿气—天然气)
C	尽管进一步沉降，元素分析只有轻微变化(有机质高度富集碳)	在干酪根芳香度无明显增加的情况下，干酪根碳骨架发生结构改造，表现在自由基数目减少(ESR)、芳香(C—H)官能团增强(IR)。在电子显微镜50～1000Å视域内能见到芳香层轴向靠近	气体(CH_4、H_2、CO、CO_2、H_2O)

3.硫和氮

这两种元素的测定精度低于C、H、O。现将干酪根的S/C或N/C原子比作为演化指标，来讨论Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ型的演化趋势。根据元素含量的推理，将O/C用于Ⅲ和Ⅱ型、H/C用于Ⅰ型。

(1)S/C：S/C值对每个类型都很分散。在演化开端平均值在Ⅱ型稍高于Ⅰ和Ⅲ型。鉴于Ⅱ型明显属海相，且硫可能通过硫酸盐还原细菌的活动混入有机质等事实，看来上述现象是正常的。实际上硫酸盐在海相沉积中更多。

对Ⅲ型和Ⅱ型干酪根而言，在S/C与O/C之间存在一种大致的相互关系(图2-3-22)。

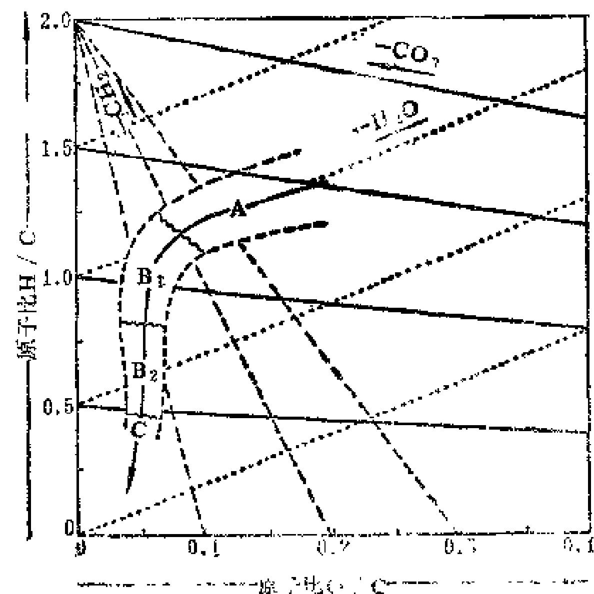


图2-3-21　干酪根的演化阶段

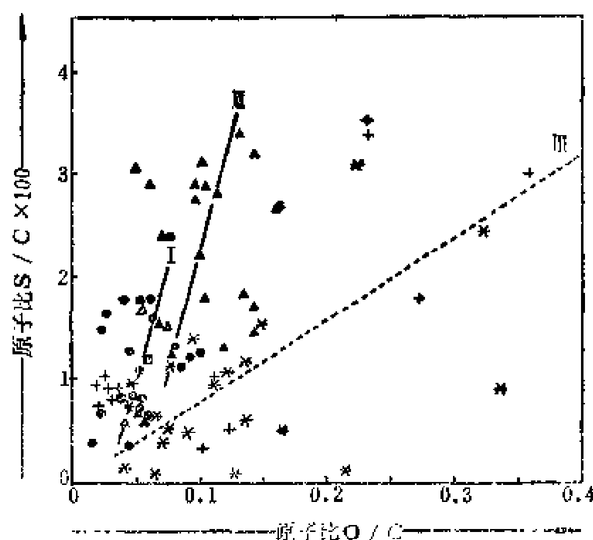


图2-3-22　干酪根元素分析的S/C—O/C图解
(据B.Durand & J.C.Monin，1980)
Ⅰ型，●；Ⅱ型，▲；Ⅲ型，+煤，+沥青岩

表明这些干酪根中S/C是随埋藏深度加大而降低，这样失去的硫可能部分在芳香族石油馏分的苯并噻吩中找到。当讨论Ⅰ型时，未见S/C与H/C之间的关系，但在S/C与O/C之间仍存在关系（见图2-3-22），这表明硫与氧的性能之间具有相似性。

（2）N/C：对每类型分散性也很大。在演化开端平均值以Ⅰ型最高，然后是洛格巴巴页岩（Ⅲ型）、Ⅰ型和煤（Ⅲ型）。

在洛格巴巴页岩中，N/C与O/C之间存在较好关系，在Ⅲ型中关系中等（图2-3-23）；对Ⅰ型而言，同H/C之间存在关系（图2-3-24）。

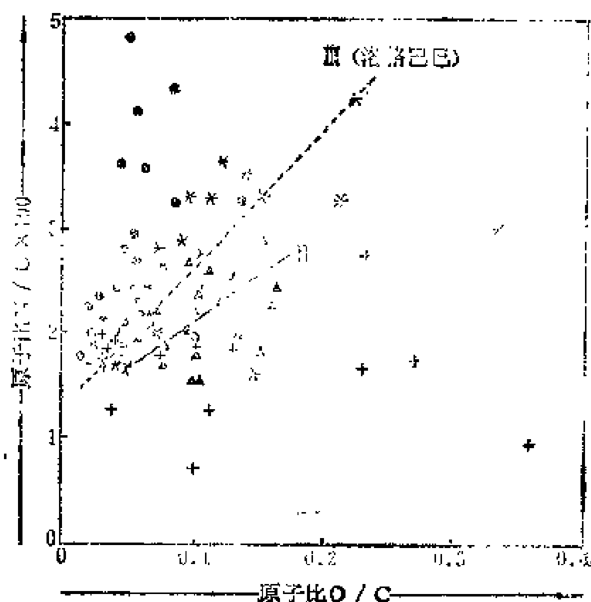


图2-3-23　干酪根元素分析N/C—O/C图解
（据B.Durand & J.C.Monin，1980）
Ⅰ型：●，Ⅱ型：▲，Ⅲ型：+煤，*洛格巴巴

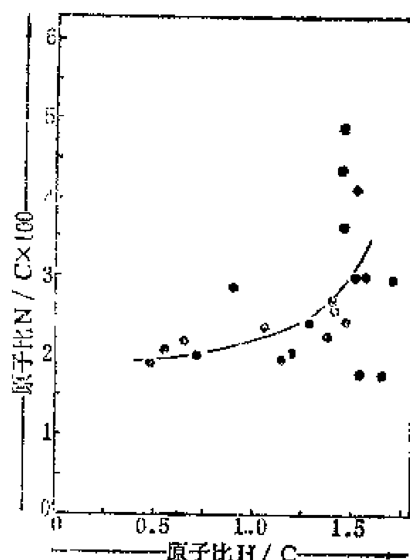


图2-3-24　Ⅰ型干酪根N/C—H/C图解
（据B.Durand & J.C.Monin，1980）

由上可知，N/C和S/C在天然演化过程中，虽有下降趋势，但不很清晰。这部分原因可能同测定精度有关。尽管如此，S和N仍可用来表示类型内部亚组的特征。N的例子看来最清楚，洛格巴巴系列和煤系列本来都属Ⅲ型干酪根，但是，它们的N/C比率却有很大区别。

第三节　油气生成的地质、动力环境

综上所述，地壳上各种类型的原始沉积有机质来源复杂、数量繁多、分布广泛。欲使它们免遭氧化破坏，顺利地堆积、保存下来，形成大量干酪根，最终转化为石油和天然气，必须具备适宜的地质、动力环境。众所周知：沉积有机质要向石油转化必须经历一个碳、氢不断增加、氧不断减少的过程，即为一个去氧、加氢、富集碳的过程。C.E.佐别尔曾经研究代表不同成岩阶段的沉积物有机质和石油的元素组成，表明在成岩作用阶段内，随着埋藏深度的加大，氧、氮、硫、磷逐渐减少，而碳、氢却相对富集（表2-3-5）。所以，原始有机质的堆积、保存和转化过程，必须是在还原条件下进行，而还原环境的形成和持续时间的长短则受当时的地质和动力条件所制约。

表2-3-5　　不同深度沉积物中有机质与石油的元素组成（据C.E.ZoBell）

深度	物质类型	碳，%	氢，%	氧，%	氮，%	硫，%
浅	海洋腐殖泥	52	6	30	11	0.8
↓	近代沉积	58	7	24	9	0.6
	古代沉积	73	9	14	0.3	0.3
深	石油	85	13	0.5	0.4	0.1

一、地质条件

原始有机质在大气氧自由出入的条件下，易遭氧化破坏，难以保存下来。原始有机质只有在长期被广阔的海水或湖水淹没的低洼地区堆积下来，宁静的水体阻碍空气进入；水体本身所含一定量氧，当它们氧化一部分有机质被消耗后，其他大量沉积有机质仍然能够保存下来形成干酪根。但是，这种有利于有机质堆积、保存和转化的地质环境，却受到区域大地构造和岩相古地理等条件的严格控制。

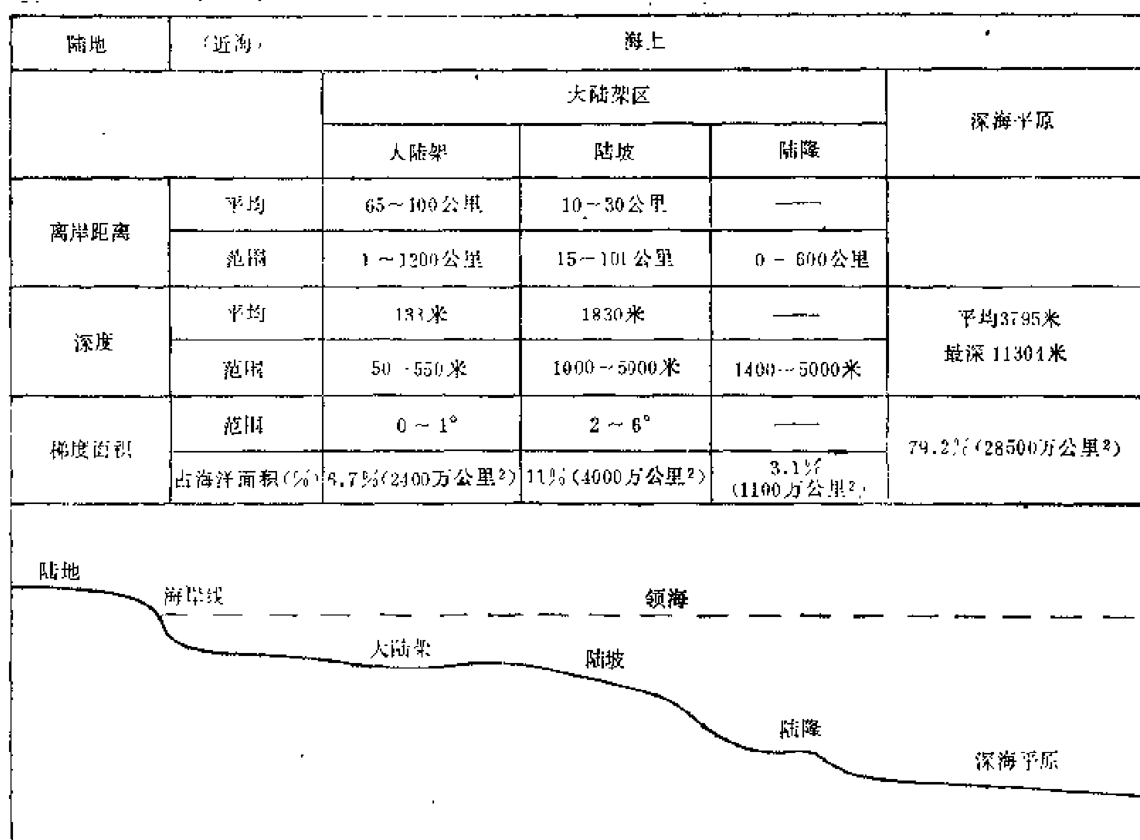
1.大地构造条件

板块的边缘活动带，板块内部的裂谷、拗陷，以及造山带的山前拗陷、山间断陷等大地构造单位，是在地质历史上曾经发生长期持续下沉的区域，是地壳上油气资源分布的主要沉积盆地类型。在这些沉积盆地中，沉降幅度迅速被沉积物相应接近补偿；这就要求人们注意研究在沉积盆地的各个沉降时期中，沉降速度(V_s)与沉积速度(V_d)之间的关系。若沉降速度远远超过沉积速度（$V_s \gg V_d$），水体急剧变深，生物死亡后，在下沉过程中易遭巨厚水体所含氧的氧化破坏；反之，若沉降速度显著低于沉积速度（$V_s \ll V_d$），水体迅速变浅，乃至盆地上升为陆，沉积物暴露地表，沉积有机质易受空气中的氧所氧化，也不利于有机质的堆积和保存。只有在长期持续下沉过程中，沉降速度稍大（或近似）于沉积速度，才能持久地保持着还原环境。在这种条件下，不仅可以长期保持适于生物大量繁殖和有机质免遭氧化的有利水体深度，保证丰富的原始有机质沉积下来；而且可以造成沉积厚度大、埋藏深度大、地温梯度大，有利于原始沉积有机质迅速向油气转化的优越环境。我国许多大型沉积盆地具备这种有利条件，成为油气资源蕴藏丰富的区域。渤海湾盆地若干早第三纪深断陷内沉积厚度达3000～9000米，沉积速度约0.12～0.18毫米/年，埋藏深度最大可达4000～8000米，地温梯度平均为3.95～5℃/100米，十分有利于生成丰富的油气资源。其下尚伏有中生界、古生界及上元古界的巨厚沉积，有不少层组也具备良好的生油条件。其他如松辽盆地(6000米)、四川盆地（>10000米）、准噶尔盆地(12000米)、……等都属于这种有利的沉积盆地。此外，在一个大型沉积盆地内，由于沉降幅度的差异或断裂作用的结果，造成盆底起伏不平，出现许多次级凸起和凹陷，使有机质不用长距离搬运而就近沉积下来，避免遭到氧化。所以，这种沉积盆地的分割性对有机质的堆积和保存都是有利的。华北地区从中生代以来的块断裂陷作用，就造成了下第三系多断陷、多生油中心的显著特点。

2.岩相古地理条件

实践证明：无论海相或陆相沉积，都可能具备适合于油气生成的岩相古地理条件。

在海相环境中，一般认为浅海区及三角洲区是最有利于油气生成的地理区域。由图2-3-25可知从海岸线到广海，依次可以划分为滨海（近海）、浅海大陆架、陆坡、陆隆及深海平原。滨海区海水进退频繁，波浪、潮汐作用强烈，水体动荡，不利于生物繁殖和有机质



陆地	（近海）	海上			
		大陆架区			深海平原
		大陆架	陆坡	陆隆	
离岸距离	平均	65～100公里	10～30公里	——	
	范围	1～1200公里	15～101公里	0－600公里	
深度	平均	133米	1830米	——	平均3795米 最深 11304米
	范围	50－550米	1000～5000米	1400～5000米	
梯度面积	范围	0～1°	2～6°	——	79.2%（28500万公里²）
	占海洋面积(%)	6.7%(2400万公里²)	11%（4000万公里²）	3.1% (1100万公里²)	

图2-3-25　海洋分区剖面图

的堆积保存。深海区生物稀少，生物死后下沉至海底需经历巨厚水体，易遭氧化破坏；并且距岸遥远，陆源有机质经长途搬运，多被淘汰氧化，难以运至这里；因而都不利于有机质的堆积和保存。唯有在浅海大陆架范围内，水深一般不超过 200 米，水体较宁静，阳光、温度适宜，光亮度好，生物繁盛，尤其各种浮游生物异常发育，死亡后不需经过太厚的水体即可堆积下来，这里的沉积物粒度一般较细，对有机质的保存有利；在三角洲发育区，陆源有机质呈悬浮和胶体状态随河水源源注入海盆，加上原地繁殖的浮游生物和底栖生物，致使沉积物中的有机质含量特别高，是极为有利的生油区域；至于海湾及泻湖，有各种岛屿、沙堤或生物礁带与大海相隔，带有大量氧气的汹涌波涛难以侵入，新的氧气不易补给，在这种半闭塞无底流的环境中，也对保存有机质有利。在这些浅海区域，浮游生物特别发育，易于形成Ⅱ型干酪根；若有陆源有机质注入，则可见到Ⅱ型与Ⅲ型干酪根的混合产物。波斯湾盆地中、新生界，西西伯利亚侏罗系、白垩系，墨西哥湾中、新生界，西欧侏罗系，以及我国华北下古生界、华南古生界和三叠系等，都属于浅海环境的沉积物。

近几年来，国外有人开始注意研究大陆架以外深海区域的含油气远景，包括深海平原、大陆斜坡和小洋盆区域，并已着手进行深海勘探工作。现代海洋地震折射和重力资料，表明在很多大陆边缘之下沉积物厚逾 10000 米，根据发育阶段可将大陆边缘划分为原始、青年、成熟和衰老四种类型，认为亚洲东缘和北缘滨外的成熟和青年阶段的大陆边缘含油气远景最大。油气勘探的这种新动向是值得我们注意的。

大陆深水—半深水湖泊是陆相生油岩发育的区域。一方面湖泊能够汇聚周围河流所带来的大量陆源有机质，增加了湖泊营养和有机质数量；另一方面湖泊有一定深度的稳定水体，提供水生生物的繁殖发育条件。尤其在近海地带的深水湖盆更是最有利的生油拗陷，因为近

海区域地势低洼、沉降较快，是陆表水的汇集地带，容易长期积水形成深水湖泊，保持安静的还原环境。这种地区气候温暖湿润，浮游生物及藻类繁茂，往往又是河流三角洲的发育地带。河水带来大量陆源有机质注入近海湖盆，有机质异常丰富，Ⅰ型和Ⅱ型干酪根为主。我国石油地质学家总结了中国陆相沉积盆地的地质发育史，认为晚二叠世的准噶尔盆地、晚三叠世的四川盆地、早白垩世的松辽盆地、早第三纪的渤海湾盆地，都可能属于当时的近海湖盆，成为湖相生油的最有利区域。

而在浅水湖泊和沼泽地带，水体动荡，大气中的氧易于进入水体，不利于有机质的保存。这里生物以高等植物为主，有机质多属Ⅲ型干酪根，生油潜能差，一般适于造煤和生成煤成气、沼气，成为生气的来源。

而对一个大型湖盆，其沉积相带往往呈环带状分布：从边缘向中心依次为山麓冲积相、平原河流相、滨湖一浅湖相、半深水一深水湖相。各相带的岩性特征、有机质发育程度及生油条件的好坏，都有明显不同。以松辽盆地下白垩统为例（表 2-3-6），深水湖相和半深水湖相沉积中，暗色泥岩发育，有机质丰富，生油条件最好。

表2-3-6 松辽盆地不同相带的生油特征

沉积相	深水湖相	半深水湖相	滨湖-浅湖相	平原河流相
岩性	黑色泥岩	深灰—灰色泥岩	灰色—灰绿色	灰绿—红色
有机碳，%	>2.0	2.0～0.6	0.6～0.3	<0.3
总烃，%	>0.15	0.15～0.015	0.015～0.005	<0.005
生油评价	最有利	有利	不利	非生油岩

此外，古气候条件也直接影响生物的发育。年平均温度高、日照时间长、空气湿度大，都能显著增强生物的繁殖能力。所以，温暖湿润的古气候是油气生成的有利外界条件之一。

以上各种条件对有机物的繁殖、堆积、保存和转化产生综合性影响，它们相互之间存在着密切联系，其中大地构造条件是根本的，它控制着岩相古地理及古气候的特征。所以，在研究任何区域的油气生成条件时，必须从大地构造特征入手。

二、温度与时间

1.作用机理

同任何化学反应一样，在有机质向石油和天然气的转化过程中，温度是最有效和最持久的作用因素，温度的不足可用延长反应时间来弥补，即在反应过程中，温度与时间似乎可以互为补偿：高温短时间作用与低温长时间作用可能产生同样的效果。近几年来，一般公认在石油生成及其随后裂解为甲烷的过程中，温度与时间是同时发挥作用的重要因素。

大量油田实际资料和实验室研究结果表明，沉积有机质向石油转化是一个热降解的过程。若沉积物埋藏深度太浅，地温太低，有机质热解生成烃类需要很长的反应时间，实际上难以生成工业数量的石油；随着埋藏深度的加大，当温度升高到一定数值后，有机质才开始大量转化为石油，这个温度界限称为有机质的成熟温度或门限温度。这个成熟温度所在的深度，称为成熟点。这种有机质"成熟"的概念是 E.E.布雷和 E.D.埃文思（Bray & Evans, 1961, 1965）首先提出的，他们根据近代与古代沉积物和原油中正烷烃分布的差别，以及近代沉积物所含烃类通常缺少石油中存在的某些组分、出现奇数碳正烷烃优势等事实，认为沉积物中有机质必须达到"成熟"，即增加了原来缺少的组分，使奇数碳正烷烃优势消失，才

能变成石油。因此，只有在沉积物埋藏到相当深度，达到一定温度界限后，才能开始大量生成石油。法国石油研究院P.阿尔布雷奇特(1969)研究喀麦隆杜阿拉盆地上白垩统（距今约七千万年）地层中烃类生成与地下温度、埋藏深度的关系，获得了重要成果(见图2-3-26)。图中表明在深达1370米时，有机质开始大量转化为石油，成熟温度为65℃；当埋深达2200米时，生油量达最高峰，地温约为90℃，即为主要生油期；至3000米深以后，生油作用趋于停止。

沉积有机质向石油的转化作用符合化学动力学定律的一级反应，即反应速度只同反应物浓度的一次方成正比。在任何瞬间，反应速度仅与该物质浓度有关：

$$-\frac{dC_A}{dt}=KC_A \qquad (2\text{-}3\text{-}1)$$

式中 t——反应时间；

C_A——反应物在该瞬间的浓度；

负号——表示物质浓度随反应进行而减少。

将(2-3-1)式移项、定积分。以 C_A^0 表示时间为零（t=0）时反应物的原始浓度，C_A表示时间为 t 时反应物的浓度，即：

$$-\int_{C_A^0}^{C_A}\frac{dC_A}{C_A}=\int_0^t Kdt$$

$$\ln\frac{C_A^0}{C_A}=Kt \qquad (2\text{-}3\text{-}2)$$

K 值为有机质热降解的化学反应速率，简称为降解率，可由阿伦纽斯方程式确定：

$$K=K_o e^{-\frac{E}{RT}} \qquad (2\text{-}3\text{-}3)$$

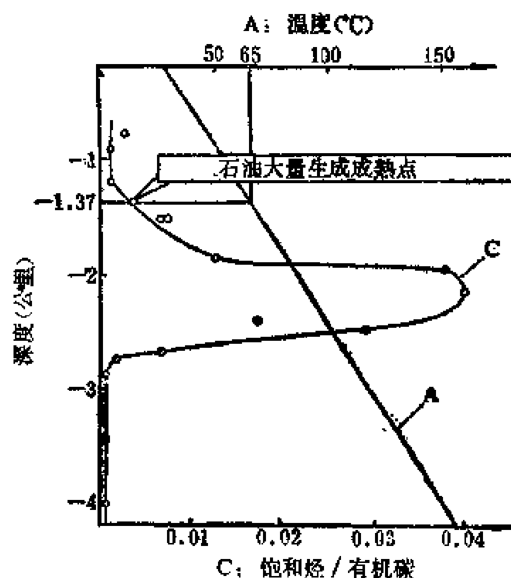


图2-3-26 石油大量生成成熟点的确定
(据P.Albrecht，1969)
A—深度—温度关系曲线；
C—石油生成百分率—深度关系曲线

式中 K_o为频率因子，即单位时间单位容积内分子碰撞的次数；E 为活化能；R 为气体常数。将(2-3-3)式代入(2-3-2)式中，得出：

$$K_o e^{-\frac{E}{RT}}=\frac{1}{t}\ln\frac{C_A^0}{C_A}$$

取对数
$$\ln K_o-\frac{E}{RT}=-\ln t+\ln\ln\frac{C_A^0}{C_A} \qquad (2\text{-}3\text{-}4)$$

因未成熟岩石含极少量饱和烃及沥青，所以$\frac{C_A^0}{C_A}$可视为常数，K_o也是常数，(2-3-4)式可简化为

$$\ln t=\frac{E}{RT}-A=\frac{1}{T}\cdot\frac{E}{R}-A \qquad (2\text{-}3\text{-}5)$$

(2-3-3)式表明lnt与$\frac{1}{T}$呈直线关系，即反应时间的自然对数同绝对温度成反比直线关系。

法国J.康南（1974）将世界若干含油气盆地生油岩主要生油期的温度与时间资料综合列入表2-3-7中。这些成熟点的温度—时间数据同上述理论计算的直线关系吻合甚佳（图2-3-27），这个结果更从实践方面证明上述计算推论是正确的。我国大庆和胜利等油田的实际资料也符合上述直线关系。

表2-3-7

世界若干含油气盆地生油岩成熟点的温度与时间

（据J.Connan，1974）

资料来源				成熟点资料				
作者	地理位置	样品来源	主要岩石类型	年龄（百万年）	现时温度（℃）	实际深度（米）	岩石类型	1/绝对温度 1/T(°K)
Albrecht (1969)	喀麦隆杜阿拉盆地	4口井	粉砂质粘土岩	70	65	1200	粉砂质粘土岩	0.00296
Philippi (1965)	加利福尼亚洛杉矶盆地	2口井	页岩	12	115	2440	页岩	0.00258
	加利福尼亚文吐拉盆地	3口井	页岩	12	127	2740	页岩 ?	0.00250
Louis、Tissot (1967)	法国巴黎盆地	17口井、2个采石场	页岩	180	60	1400	页岩	0.00300
Connan (1971、1972)	法国西南部阿奎坦盆地	1口井	碳酸盐岩	112	90	3300	泥质石灰岩	0.00275
	法国西南部阿奎坦盆地	31口井	碳酸盐岩	135	72	2500	碳酸盐岩	0.00289
	法国东南部卡马尔果盆地	1口井	岩性变化大	38	106	3250	碳酸盐岩 泥岩	0.00264
	阿英区奥岩河	1口井	碳酸盐岩 页岩粉砂岩	105	85	2740	粉砂质粘土岩	0.00279
	沙巴苏禄海区	1口井	页岩、砂岩	12	120	3050	粉砂质粘土岩	0.00254
	新西兰塔拉纳基盆地（海上）	1口井	页岩、粉砂岩 砂岩、煤层	70	80	2900	粉砂质页岩 粉砂岩、煤层	0.00283
	巴西亚马逊盆地	6口井	页岩	359	62	1750	页岩	0.00298
	新西兰塔拉纳基盆地（陆上）	1口井	灰质粘土岩 粉砂岩、砂岩	32	95	3350	灰质页岩	0.00272

表 2-3-7 说明：在不同地区不同层系中，由于生油岩地质年龄的差异，成熟点的成熟温度也就会有所区别。我国松辽盆地下白垩统嫩江组一段（距今约1.1亿年）泥岩埋深小于800米时，烃转化率很低；当埋深达1050～1200米，烃转化率剧增，烃类的族组成发生明显变化（图2-3-28），相应成熟温度为51～58℃。歧口凹陷是渤海湾盆地黄骅坳陷的主要生油区，下第三系渐新统（距今约2.6～3.8千万年）为主要生油层系，由图2-3-29可知：成熟点深度约在2000～2200米，成熟温度约85～100℃；主要生油带在2700～3700米深处，温度介于110～145℃；当埋深达 3700～4200米，地温 145～163℃，烃类大量裂解向低分子演变，形成轻质油、凝析气和少量湿气；深度超过4200米后，进入了干气生成阶段。法国巴黎盆地侏罗系托尔阶（距今1.8亿年），成熟温度为60℃；美国洛杉矶和文吐拉盆地的中新-上新统（距今约1千万年）为 115℃。这里还应指出：在不同地区，地温梯度的差别也会影响有机质的成熟深度。一般说来，在地温梯度分别为2°、3°、4℃/100米的地区，其成熟点相应约在3000、1800、1300米深处。所以，在地温梯度较高的地区，有机质不需埋藏太深就可能成熟转化为石油。

2.时间—温度指数（TTI）

近年来，在美国往往采用成熟度的时间—温度指数（TTI）来表示烃类生成和保存的热状态。从而对一个沉积盆地在剖面上可以确定主要生油期的深度；在平面上可以划定生油区；并可通过石油生成时间与圈闭形成时间的对比关系找出有利于油气聚集的圈闭。

这个方法是N.V.罗帕汀于1971年首先在苏联科学院院报上发表的，由于他所设计的地质模型引用资料质量差，遭到广泛批评，未得推广；后来，美国D.W.瓦普勒斯（Waples，1980）分析罗帕汀方法的基本观点是有价值的，用反映热成熟度的其他参数来调整罗帕汀方法。根据美国资料设计出一种能够预测烃类生成和保存的热条件的地质模型。

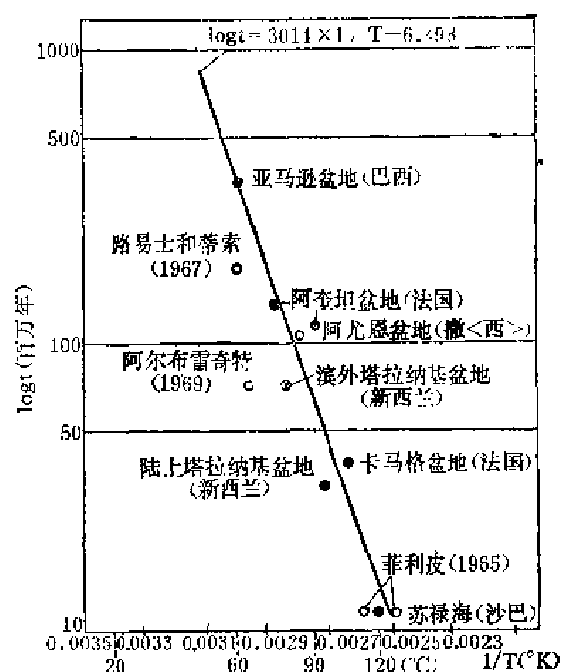


图2-3-27 石油大量生成成熟点的logt－1/T关系图（据J.Connan，1974）

黑圆点：J.康南的研究成果；

空心圆点：其他学者的研究成果：巴黎盆地（Louis & Tissot，1967），喀麦隆杜阿拉盆地（Albrecht，1969），洛杉矶和文吐拉盆地（Philippi，1965）

由上述在石油生成过程中，时间和温度是互为补偿的两种重要因素和阿伦纽斯方程式的基本原理，假设成熟度取决于时间是直线关系，即在恒温时，加倍受热时间，成熟度也加倍；化学动力学预言成熟度的温度依赖性呈指数关系。为了考虑反应速度与温度之间的这种关系，将温度剖面每隔10℃划分成一个地温段，画出等温线，如图2-3-30所示。

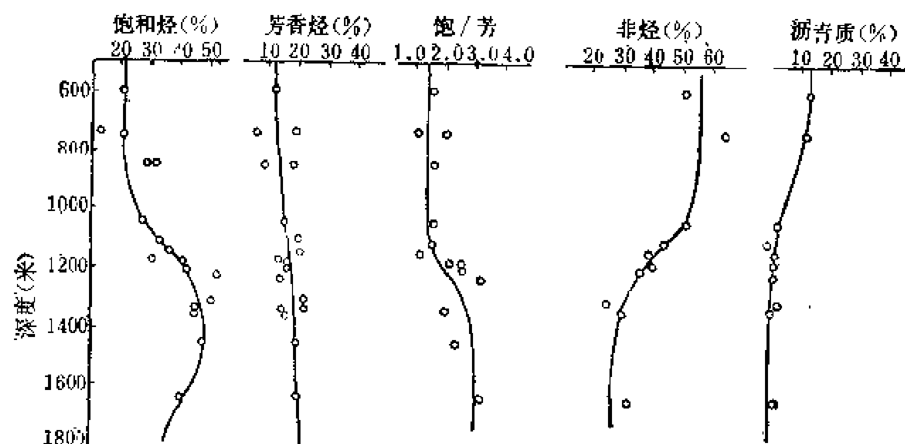


图2-3-28 松辽盆地下白垩统嫩一段烃类族组成与埋藏深度关系图（据大庆石油科学研究院）

先规定一个参数叫温度因子（Y），反映成熟度对温度的指数依赖关系。设成熟作用速度按反应温度每升高10℃增加一个因子r，即温度相差10℃，反应速度约相差一倍；于是，对任意地温段而言，温度因子$Y=r^n$。

瓦普勒斯针对美国一个含油气区域，应用已有的镜质体反射率和热变指数等参数，调整选定100～110℃作为基准地温段，令其指数假$n=0$，则其温度因子$r^0=1$。依此类推，在温度剖面上的其他地温段都可给出指数值和温度因子：

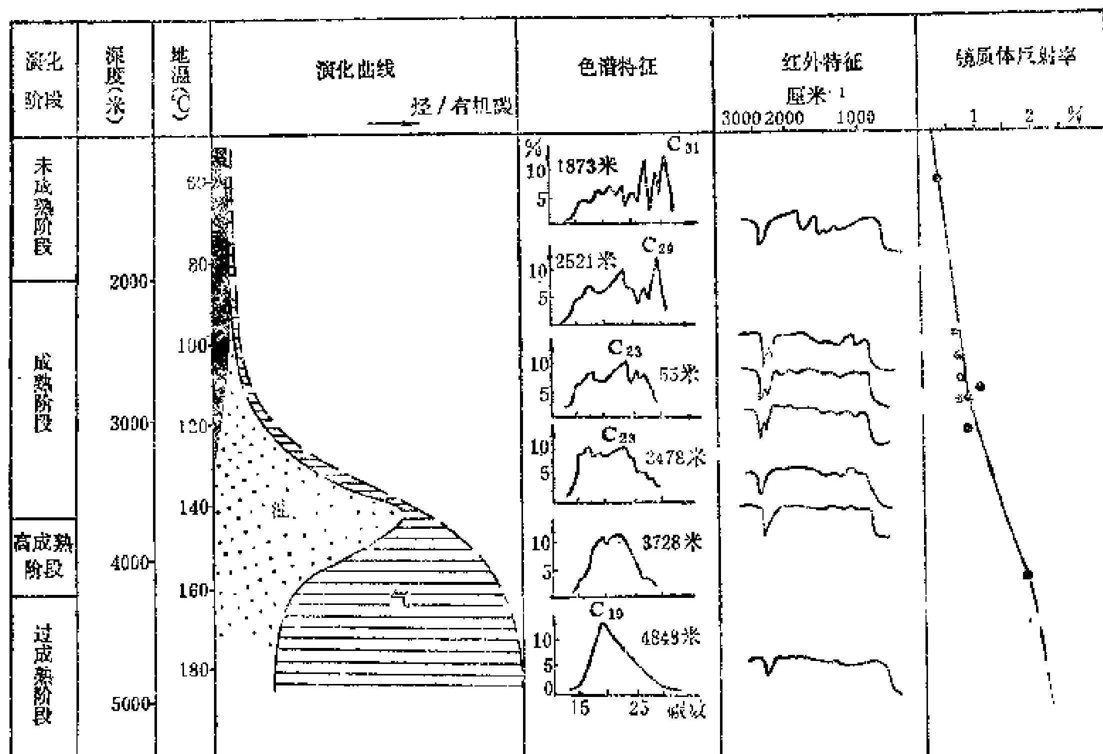


图2-3-29 歧口凹陷油气生成演化图（据梁复华等, 1981）

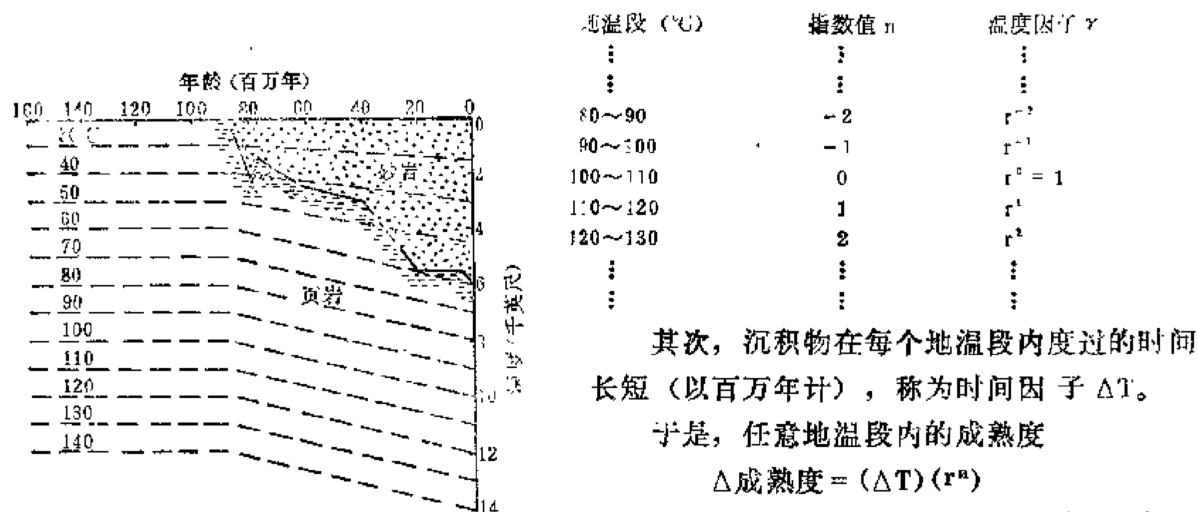


图2-3-30 复杂的地下温度网
（据D.W.Waples, 1980）

地温段（℃）	指数值n	温度因子r
⋮	⋮	⋮
⋮	⋮	⋮
80～90	−2	r^{-2}
90～100	−1	r^{-1}
100～110	0	$r^0=1$
110～120	1	r^1
120～130	2	r^2
⋮	⋮	⋮
⋮	⋮	⋮

其次，沉积物在每个地温段内度过的时间长短（以百万年计），称为时间因子 ΔT。

于是，任意地温段内的成熟度

$$\Delta 成熟度=(\Delta T)(r^n)$$

上式表明成熟度与时间因子成直线关系，与温度因子成指数关系。

因为有机质的成熟作用效果是累加的，所以一种沉积物的总成熟度（或TTI）可由每个地温段内达到的成熟度总和求出。即

$$TTI=\sum_{n_{min}}^{n_{max}}(\Delta T_n)(r^n)$$

式中 n_{max}——沉积物经受的最高地温段的n值；

n_{min}——沉积物经受的最低地温段的n值。

用这种方法对该含油气区域下白垩统生油层进行了计算，确定了石油和天然气生成过程

中各阶段的TTI值如下：

15	石油开始生成	～1000	50°(API)石油保存界限
75	石油生成高峰	～1500	湿气保存界限
160	石油生成结束	>65000	干气保存界限
～500	40°（API）石油保存界限		

这个方法的优点在于不需采集大量样品进行实验室分析，只要有比较准确的钻井地质或地震勘探剖面和井下地温资料，编制古构造剖面和温度剖面，即可计算出有机质向油气转化各阶段的TTI值；配合圈闭形成时间分析，作出各构造的含油气远景对比评价。其缺点是在新区缺乏成熟度的其他参数时，难以选定温度因子Y值和基准地温段，计算结果的可靠性尚待检验。

尽管瓦普勒斯利用世界范围31个地区402个样品进行统计分析，找出TTI值与其他参数（例如镜质体反射率R_o、热变指数TAI等等）之间的关系，建立了TTI对R_o的新标尺。但是，上述油气生成和保存的TTI值界限并不一定对任何地质条件的区域都适用，应用时要结合各地区的地质特点，尤其是充分对照已有的其他成熟度参数资料，仔细调整，总结出所研究区域的TTI值各项界限范围。

我国关增淼等（1981）应用上述方法对松辽盆地下白垩统生油层进行了计算，根据大量成熟度参数调整选定60～70℃为基准地温段、温度因子Y＝2，确定油气生成上、下限的TTI值分别为15和90。他们还根据19口井38个TTI值，确定了青山口组的成油期及其在古龙、三肇、长岭等凹陷成熟区的范围。

3.古地温的测定

在研究有机质向油气转化过程中温度与时间的作用时，温度资料一般来源于钻井过程中的井温测量和采油分析数据，这些资料都是现今地温数据。在地质历史上继承性稳定沉降的

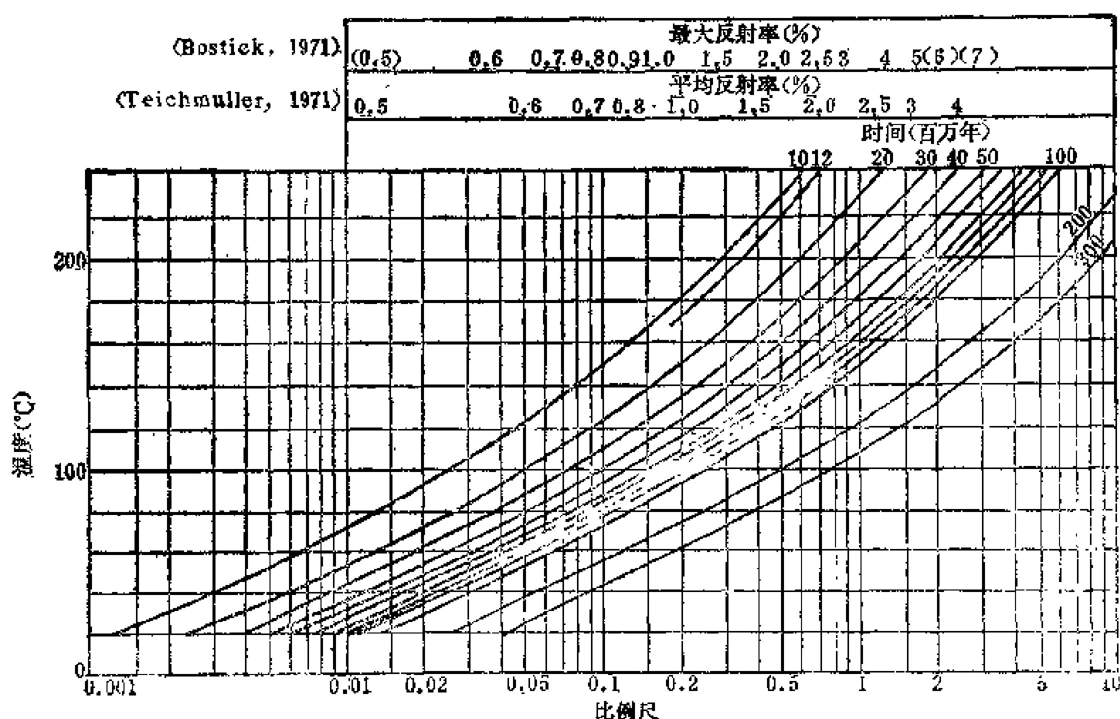


图2-3-31 镜质体反射率与温度、时间的关系图

（据B.S.Cooper，1977）

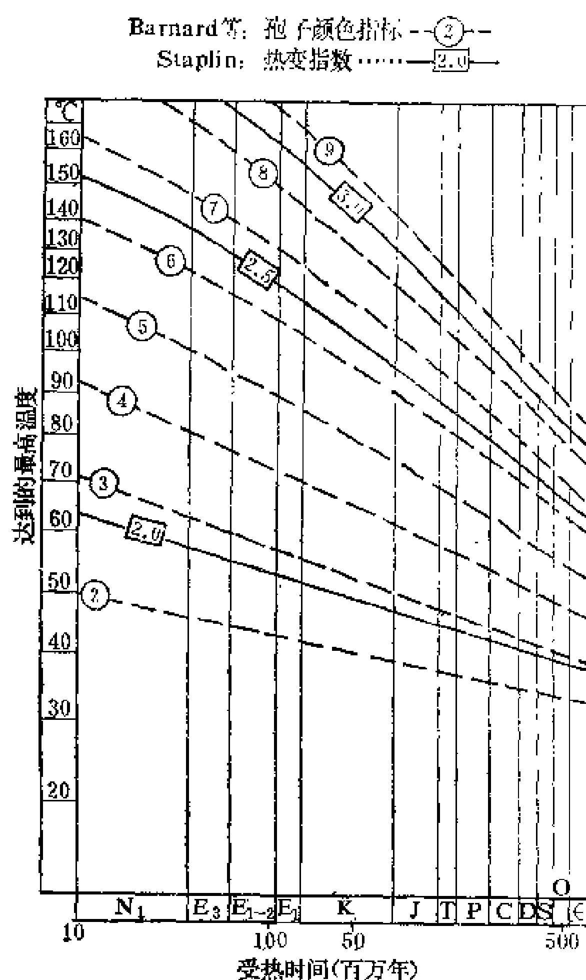


图2-3-32 孢子颜色、热变指数与温度的关系图（据B.S.Cooper，1977）

区域，可以利用现今地温梯度来推算深部地层的温度；但是，如果在地质历史上，地层遭受多次褶皱、剥蚀以及岩浆活动频繁的区域，往往造成古、今地温的很大差别。所以，在地壳运动频繁和强烈的地区，用现今地温梯度来估价生油岩中原始有机质的演化程度是不可靠的，应该设法恢复古地温，探求生油岩经受的最高温度。近几年来，国外常借助于镜质体反射率、孢子颜色和干酪根的电子顺磁共振等有机质成熟度指标，对比这些指标与已知温度梯度的关系，求得沉积物在地质历史发展过程中曾经经受的最高温度。有关这些指标的概念、性质和用途将在第四章第二节详述，这里只讨论如何应用这些指标来探求古地温。

（1）镜质体反射率法

镜质体反射率是一种较好的成熟度指标。随温度的升高、反应时间的延长，镜质体颜色逐渐变深、反射率愈益增大，它是一项不可逆的热变质指标；换言之，在镜质体反射率与温度、时间之间存在一定的函数关系，反射率大小直接反映经受的最高温度。由图2-3-31可以看出镜质体反射率与温度、时间之间的关系，它既可表示恒温加热一定时间所得出的反射率值，也可反映在同一时间内温度变化造成反射率值的差别。因此，在已知沉积岩样品地质时代的前提下，测定出其中所含镜质体的反射率，即可推算样品在地质历史上曾经经受的最高古地温。

这个方法的优点在于它有精密测定数值的能力，与煤的碳化系列存在明显的对应关系；但是，在缺乏陆源物质的纯海相腐泥沉积物中，难以寻找镜质体，并且某些类沥青物质的较染物也易与镜质体混淆难辨，都是此法的缺点。

（2）孢子颜色法

这是一种简便快速方法。随沉积物埋藏深度加大，所含孢子、花粉、藻类等等有机物，在热演化过程中颜色逐渐变深，从淡黄经金黄、橙、褐色变为黑色，具有不可逆性。因此，根据孢子颜色及有机质的热变指数，也可探求所经受的最高古地温。图2-3-32表明在不同地质时代的沉积物中，孢子颜色和热变指数随温度升高而变化的曲线。P.C.巴纳德(Barnard)等根据孢子颜色随埋深呈均值线性增加，采用10分刻度尺，而F.L.斯塔普林(Staplin)等采用0～5刻度尺。与镜质体相比，对孢子的影响程度是温度胜过受热时间。北美、西欧和其他地区广泛采用了这个方法，求得的结果同镜质体反射率法等资料吻合甚佳。

（3）干酪根的电子顺磁共振法

利用电子顺磁共振波谱仪测定干酪根的自由基含量及共振点位置，也可反映沉积物经受的最高温度。

在干酪　　　结构中，苯环的共π键可以产生稳定的自由电子。在干酪根中自由电子的数量和分布受苯环的数目及相关位置控制。假如干酪根样品处在微波轨道中和磁场影响下，自由电子就会在特定的磁场强度下发生共振，并改变微波频率。利用波谱仪能够测定自由基含量/克$_{干酪根}$（Ng）、共振点位置（g）和信号宽度（W）。在干酪根的热演化过程中，这些参数都会发生逐渐变化。普塞（Pusey W.C.Ⅱ，1973）利用现代沉降盆地的井下实测温度，配合深井取样，实测出Ng、g和W等参数，求出最大温度下的Ng和g值，作出温度—自由基含量曲线，即古地温标尺，并推广应用到古代沉积岩。

这个方法的缺点在于受干酪根成分的影响大。相同热历史对不同类型干酪根产生的信号强弱不同，以富含芳香烃的Ⅲ型干酪根信号最强；腐殖酸和腐殖化木质素含苯属化合物及氧都较多，可能给出不一致的Ng和g值；惰质体作为再沉积的有机质，也能给出很强的信号，造成误解。尽管如此，这个方法已成功地应用于墨西哥湾、东南亚及其他一些地区，这些区域的正常海相沉积中含有以腐泥和镜质体为主的干酪根。普塞在研究墨西哥湾沿岸地区中生界和第三系地层时，发现最高古地温超过了现代温度，这同上升后的剥蚀作用或历史上地温梯度较高有关。在北海北部用此法也指明历史上的地温梯度较高，尤其在断层带附近。此外，这个方法操作快速，使用样品少，方法的灵敏度高，也是一个优点。

（4）其他方法

前已述及，有机质向油气转化是一个热降解过程，符合化学动力学定律的一级反应。因此，通过实验测定各地区不同地质时代沉积岩中干酪根的活化能、频率因子等常数后，代入阿伦纽斯方程式，也可求出生油岩经历的古地温：

$$\ln t = \frac{E}{RT} - A$$

此外，用流体包裹体测温法也可确定古地温。流体包裹体出现于石英、方解石等脉石矿物中，或以胶结物形式沉积在储集岩中。

总之，测定古地温的方法尚在探索研究中，上述各种方法各有优缺点，最好配合使用进行估算，方可取得理想结果。

三、其他能源条件

如上所述，在沉积有机质向油气转化的全过程中，温度与时间是一对经常持久起作用的重要因素。但是，在油气生成的不同阶段，细菌、催化剂等等其他能源条件往往分别显示出具有重要意义。

1.细菌活动

细菌是地球上分布最广、繁殖最快的一种生物。它不仅在沉积盆地的水体、未固结沉积物及埋藏较浅的沉积岩中，是改造原始有机质发生生物化学变化的重要能源条件，而且细菌本身也是生油原始有机质的来源之一。细菌的生活能力很强，可以在变化很大的温度及压力条件下发育，也可以在淡水和咸水、近代沉积物和古代沉积岩中大量繁殖。按其生活习性可将细菌分为三类：

（1）喜氧细菌：在具备游离氧的条件下才能生存；

（2）厌氧细菌：在没有游离氧而有化合氧的条件下才能生存；

（3）通性细菌：在有、无游离氧的条件下均能生存。

在人们日常生活中，常见的有机物快速腐烂变质现象，多系喜氧细菌繁殖太快的结果。

空气和溶解于水的碳酸气都可以供应氧气。但是，在水底表面以下，游离氧供应递减很快，所以在成岩过程中，甚至在沉积物埋藏很久以后，厌氧细菌都可能是主要的还原营力。据Y.德贝塞（Debyser，1978）等报道，在亚马逊河口外的大西洋3000米水深处取样，发现沉积物中的木质素结构保存完全，正是巨厚水体阻碍喜氧细菌发育的结果。对有机质向油气转化而言，最重要的是厌氧细菌。在缺乏游离氧的还原条件下，有机质可被厌氧细菌分解而产生甲烷、氢、二氧化碳以及有机酸和其他碳氢化合物。厌氧细菌在油气生成过程中的作用实质，是将有机质中的氧、硫、氮、磷等杂元素分离出来，使碳、氢，特别是氢富集起来 并且细菌作用时间愈长，这种作用进行得愈完善。

在缺乏游离氧的条件下，有机物因细菌发酵可析出大量氢气，同时在厌氧细菌的催化作用下，氢被活化与二氧化碳结合产生甲烷：



$$CO_2 + 4H_2 \longrightarrow CH_4 + 2H_2O$$

某些细菌使氢将硫酸盐还原为硫化氢，致使海水中硫酸盐减少、硫化氢浓度增加，环境变成严格缺氧。黑海就是一个典型实例，在200米深之下就再也不含氧，却有浓郁的硫化氢味。细菌还可以使不饱和有机化合物加氢产生饱和烃。

所以，在海洋沉积中，容易见到甲烷、硫化氢、其他饱和烃类等还原产物，而看不到游离氢，这正是细菌活动的结果。此外，细菌还可将植物进行选择性分解，使其中原来合成的大量烃类分离出来，直接埋藏于沉积物中。

细菌活动除对油气生成具有重要意义外，还能使石油活性增大，促进石油从沉积岩中运移出来，提高油层中的原油采收率；此外，在特定条件下细菌活动也可将石油氧化破坏。所以，在油气生成、运移、聚集、保存过程中，细菌的作用都是不可忽视的。因而诞生了一门学科——石油微生物学。

但是，随着沉积物埋藏深度的加大，地温逐渐升高，当温度超过90～100℃后，各种细菌都相继死亡，在油气生成和裂解过程中，细菌的作用消失，而催化作用却相对变得更加重要。

2.催化作用

催化剂是一种引起或加速某种化学反应而本身并不参加反应的物质，在反应完成前、后它的成分毫无变化。在有机质向油气转化过程中，催化剂能够破坏分散有机质的原始结构，促使分子重新分布，形成内部结构更稳定的物质——“烃类”。

对有机质向油气转化而言，在自然界主要存在无机盐类和有机酵母两类催化剂。

粘土矿物是自然界分布最广、成本最低的无机盐类催化剂。在实验室用粘土作催化剂，在150～250℃下，可以使酒精和酮脱水或使脂肪酸去羧基，都能产生类似石油的物质。有些学者认为蒙脱石、高岭石、铝矾土都可能是促使有机质生油的催化剂。各种粘土矿物催化性能的强弱，决定于其中硷土金属的含量。实验证明，蒙脱石催化性能最强，高岭石粘土最弱。粘土的催化能力实质上同其吸附性质有关，催化剂表面吸附两种或两种以上物质的原子时，它们仅会依次相互作用而形成新的化合物。

有机酵母催化剂能加速有机质的分解。当有机酵母存在时，有机质的分解比在细菌活动时还要快得多。酵母能将蛋白质破坏转化为氨基酸，使碳水化合物水解产生单糖。实验证明，在过氧化物的破坏过程中，酵母比胶体氢氧化铁的催化能力强几十亿倍。苏联格罗兹尼油田井下剖面的酵母研究发现：酵母的作用大小，不受岩石埋藏深度的控制，而决定于岩石的成分。在富含有机质的岩石中，特别是在富含植物残余的岩石中，酵母的活动性最大。值得注意，

酵母分布很广，发酵作用几乎不需要外部能量来源，可以不受压力、温度、湿度及食物补给的影响。因此，酵母在生油过程中的作用可能是很重要的，但是这个问题研究得还很不够。

3.放射性作用

放射性作用能产生大量氢，有助于有机质向油气转化。主要放射性元素铀和钍在页岩、泥岩、泥灰岩及其他含大量胶体团块的岩石中含量最多，所以在适于生油的粘土岩和泥质碳酸盐岩中富集着大量放射性物质。

苏联B.A.索可洛夫曾提出石油生成的放射性假说，认为原始有机质在放射性作用下最终会转化为石油。反应过程如下：

沉积物中含有水，在α射线作用下产生氢和氧



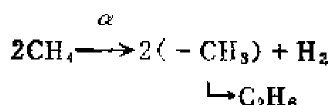
氧与有机质作用产生二氧化碳



二氧化碳又与氢作用产生甲烷



甲烷在α射线轰击下发生聚合作用



这种聚合作用还会继续下去，直至形成各种气态和液态碳氢化合物。

在实验室内用α射线轰击癸酸和软脂酸，除获得气体外，也得到少量液体。这些液态产物的物理、化学性质分别同正十一烷和正十五烷非常近似，证明脂肪酸在α射线轰击下能够产生液态正烷烃。

应该指出：索可洛夫在放射性生油假说中，关于烃类生成的聚合反应同上述干酪根热降解生油的观点是相矛盾的，研究放射性在油气生成过程中的作用只不过刚起步，许多问题尚待研究。但是，鉴于放射性元素在适于生油的粘土岩和泥质碳酸盐岩中大量富集的事实，对这个领域的研究工作还是不容忽视的。

在沉积有机质向油气转化的过程中，上述各种地质、动力条件起着综合性作用；但是，在不同地区，在油气生成的不同阶段，各种条件所起作用的大小会有区别。在稳定沉降的还原环境中，堆积下来的原始有机质向油气转化是一个热降解过程，温度是最有效和最持久的作用因素，时间可以补偿温度的不足，放射性作用可以提供游离氢的来源，细菌活动和催化剂能够促进有机质分解加速生油反应的进程。总之，有机质向油气的转化，是在复杂的地质环境里，多种因素综合作用的结果。

第四节　油气生成的主要阶段

在海相和湖相沉积盆地的还原环境内，丰富的原始有机质伴随其他矿物质沉积后，随着埋藏加深、地温升高，有机质逐步向油气转化。由于在不同深度范围内，各种能源条件表现不同的作用效果，致使有机质转化的反应过程和主要产物都有明显区别，显示出沉积有机质向油气的转化过程具有阶段性。因此，可将沉积有机质向油气转化的全过程，划分为四个逐

步过渡的阶段：生物化学生气阶段、热催化生油气阶段、热裂解生凝析气阶段和深部高温生气阶段（见表 2-3-8 及图2-3-33）。

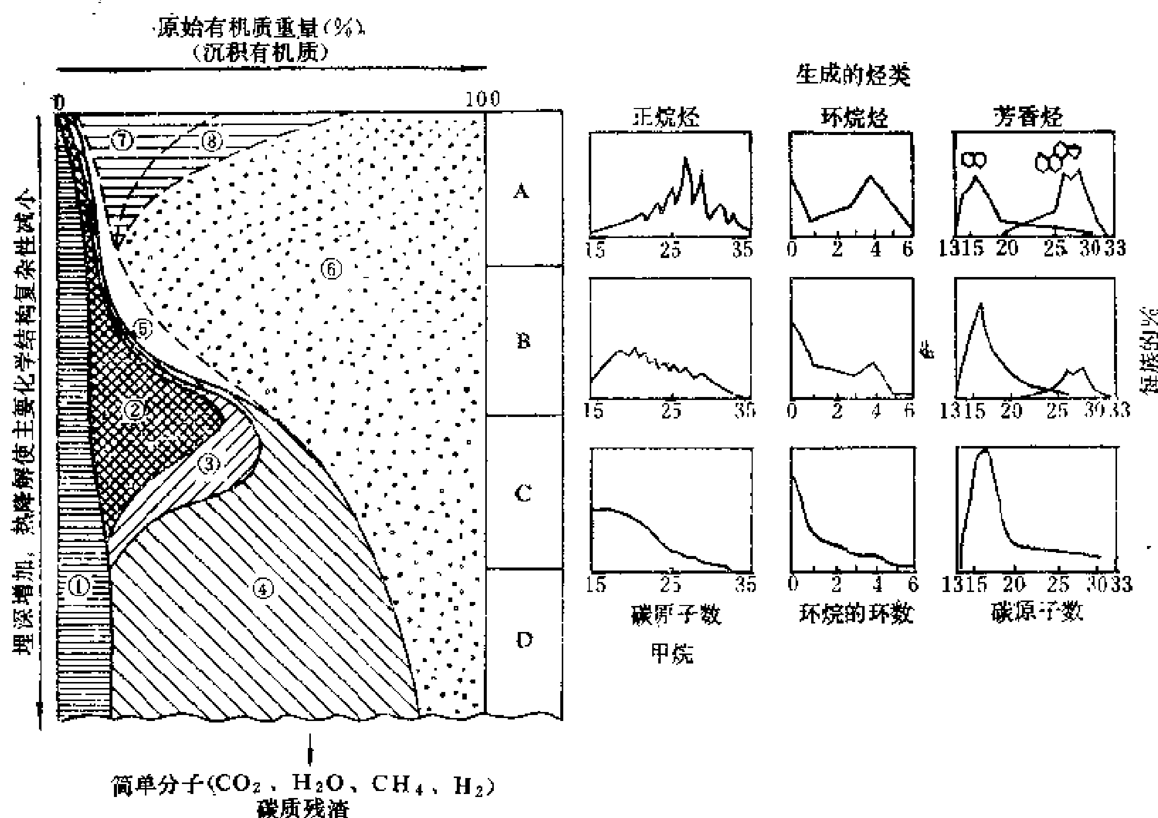


图2-3-33　沉积有机质馏分的深部热演化模式

（据B.Durand，1980；B.Tissot et al，1967；修改）

1—CO_2+H_2O；2—石油；3-湿气；4—甲烷；5-胶质＋沥青质；6—不溶有机质（干酪根）；7—溶于碱的物质；8—溶于酸的物质。5、6、7、8之间虚线表示这些馏分可能重叠　A—生物化学生气阶段；B—热催化生油气阶段；C—热裂解生凝析气阶段；D—深部高温生气阶段

一、生物化学生气阶段

从原始有机质堆积到盆底后，开始了生物化学生气阶段。其深度范围是从沉积界面到数百乃至1500米深处，与沉积物的成岩作用阶段大致相符，温度介于10～60℃，以细菌活动为主，相当于碳化作用的泥炭——褐煤阶段。原始有机质进入沉积物后，在缺乏游离氧的还原环境内，厌氧细菌非常活跃，如图2-3-33中的A 所示。在酸和碱中的可溶物质消失，部分有机质被细菌分解产生甲烷、二氧化碳和水，在有机溶剂中的可溶馏分略有增加(主要由胶质、沥青质和少量烃类组成）、不溶馏分内的含氧量相对减少，而矿物介质（如铁和硫酸盐）却被还原为低价化合物（菱铁矿、黄铁矿），结果沉积物中有机质总量减少。在这个阶段中，埋藏深度较浅，温度、压力较低，有机质除形成少量烃类和挥发性气体外，大部分成为干酪根保存在沉积岩中。所生成的烃类以甲烷为主，缺乏轻质（C_4～C_8）正烷烃和芳香烃。只是到了本阶段后期，埋藏深度加大，温度接近60℃，开始生成少量液态石油。在这个阶段所生成的高分子量正烷烃C_{22}～C_{34}范围内有明显的奇数碳优势；环烷烃中1～6环均有，但四环分子显畸峰，此乃广泛存在甾醇衍生物所致；在芳香烃中显示萘和多核芳香烃双峰（见图2-3-33中的 A）。在烃类化学结构上的这些特征，都明显反映了同原始有机质的性质相近。

表2-3-8

油气生成的主要阶段及其成熟度标尺

成岩阶段	油气生成阶段	深度，公里 / 温度，℃	有机变质阶段（LOM标尺）	碳化作用阶段 萨格特（1959）	碳化作用阶段 特奇穆勒（1967）	孢粉碳化程度 盖茨杨尔（1966）	热变指数 斯坦普林（1969，1974）	镜质体反射率《国际煤岩学手册》%	CPI 布雷，埃文斯（1961）	环烷烃指标 菲利皮（1965）	自由基含量 $x_r\times10^{9}$/克有机碳 普塞（1973）	干酪根颜色	皮特尔斯（1977） H/C原子比①	主要产物 瓦萨也维奇（1970）	成熟度
成岩作用阶段（Diagenesis）	生物化学生气阶段	<1.5 / 10～60	0—8	褐煤；亚沥青煤 C、B	泥炭；褐煤（Б）	黄色	1 没有（黄色）；2 轻微（桔色）；2.5	0.5	5.5—2.4	多环为主	低值	黄—浅褐—褐色	>0.84	早期（成岩）甲烷；7.0	未成熟期
后生作用阶段（Katagenesis）	热催化生油气阶段	1.5～4.0 / 60～180	8—12	高挥发份烟煤 C、B、A；中～	长焰煤（Д）；气煤（Г）；肥煤（Ж）；焦煤（К）	黄—暗褐色	3 中等（褐色）	1.0	1±	单环、双环增加；多环减少	高值	暗褐—深暗褐色	0.84—0.69	石油、伴生湿气；11.6	成熟期
	热裂解生凝析气阶段	4.0～7.0 / 180～250	12—14	低～挥发份烟煤	瘦煤（ОС）；贫煤（Т）		3.5；3.7	1.5；2.0				深暗褐色	0.69—0.62	凝析气和湿气；13.5	成熟后期
变生作用阶段（Metagenesis）	深部高温生气阶段	7.0～10.0 / 250～375	14—20	半无烟煤；无烟煤	半无烟煤（ПА）；无烟煤（А）	黑色	4 强烈（黑色）	2.5			低值	深暗褐—黑色	<0.62	高温（深成）甲烷	

①此为美国南加利福尼亚滨外唐讷盆地近代海相沉积物中干酪根残渣的H/C原子比。

二、热催化生油气阶段

随着沉积物埋藏深度超过1500～4000米，进入后生作用阶段前期，地温升至60～180℃，相当于长焰煤—焦煤阶段。随着深度的加大，岩石紧结作用增强，粘土矿物吸附力增大，按物质的吸附能力不断进行重新分布：脂肪酸、沥青质和胶质集中在吸附层内部，烃类集中在外部，依次为芳香烃、环烷烃及正烷烃。粘土矿物通过吸附性质表现的这种催化作用，可以降低有机质的成熟温度，促进石油的生成。因此，当地温升高达到成熟界限后，干酪根发生降解，杂原子（O、N、S）的键破裂生成二氧化碳、水、氮、硫化氢等挥发性物质逸散，同时得到烃类，这个过程是多次发生的；于是，在热催化作用下，有机质能够大量转化为石油和天然气，这个阶段遂成为主要的生油时期，由图2-3-33A过渡到B。可见有机溶剂中的可溶馏分和挥发馏分的范围扩大，而胶质和沥青质却逐渐减少乃至消失。这个主要生油期在法国巴黎盆地侏罗系、美国洛杉矶和文吐拉盆地中新—上新统、苏联前高加索第三系迈科普层、喀麦隆杜阿拉盆地白垩系，以及我国松辽盆地白垩系、渤海湾盆地下第三系等国内外许多盆地的重要研究都得到了证明，引起了世界各国石油地质学家的普遍重视。

图2-3-34反映了松辽盆地下白垩统和渤海湾盆地主要拗陷下第三系生油岩成熟点及主要生油期的深度和温度数据。松辽盆地下白垩统嫩一段、青二、三段和青一段都是主要生油层段①，开始大量生油的成熟点深约1050～1200米、温度51～58℃，主要生油期深约1900～2100米、温度90～105℃；渤海湾盆地以东营凹陷下第三系沙三段为例②，成熟温度93℃、深度2200米，主要生油期深约3000～3800米、温度122～155℃。

这个阶段产生的烃类已经成熟，在化学结构上同原始有机质有了明显区别，同石油却非

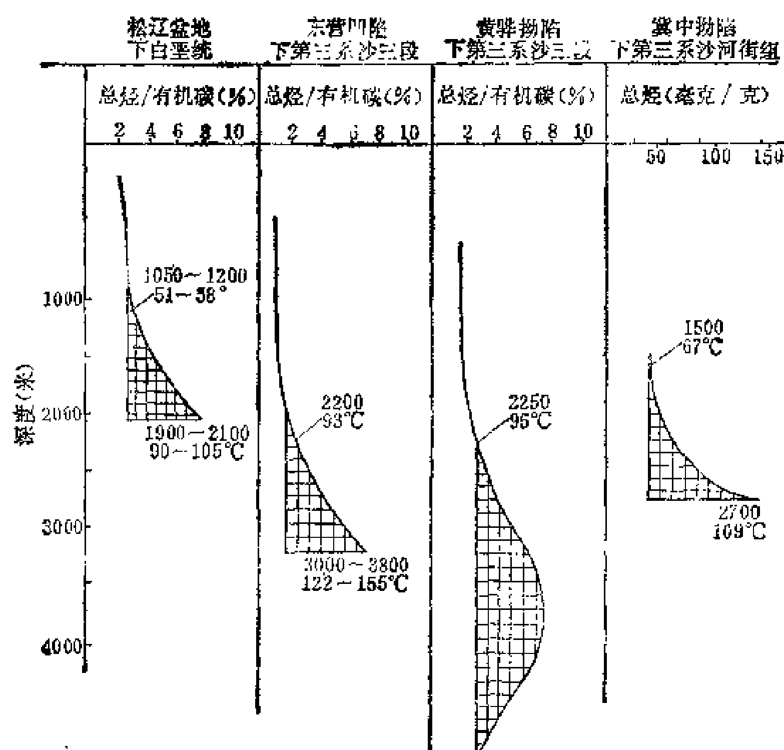


图2-3-34 松辽和渤海湾盆地生油岩的成熟点及主要生油期

① 据大庆石油地质研究所，"松辽盆地下白垩统陆相生油特征及原油类型的划分"。
② 据胜利地质科学研究院周光甲，"陆相生油岩有机质性质及成熟演化"，1979。

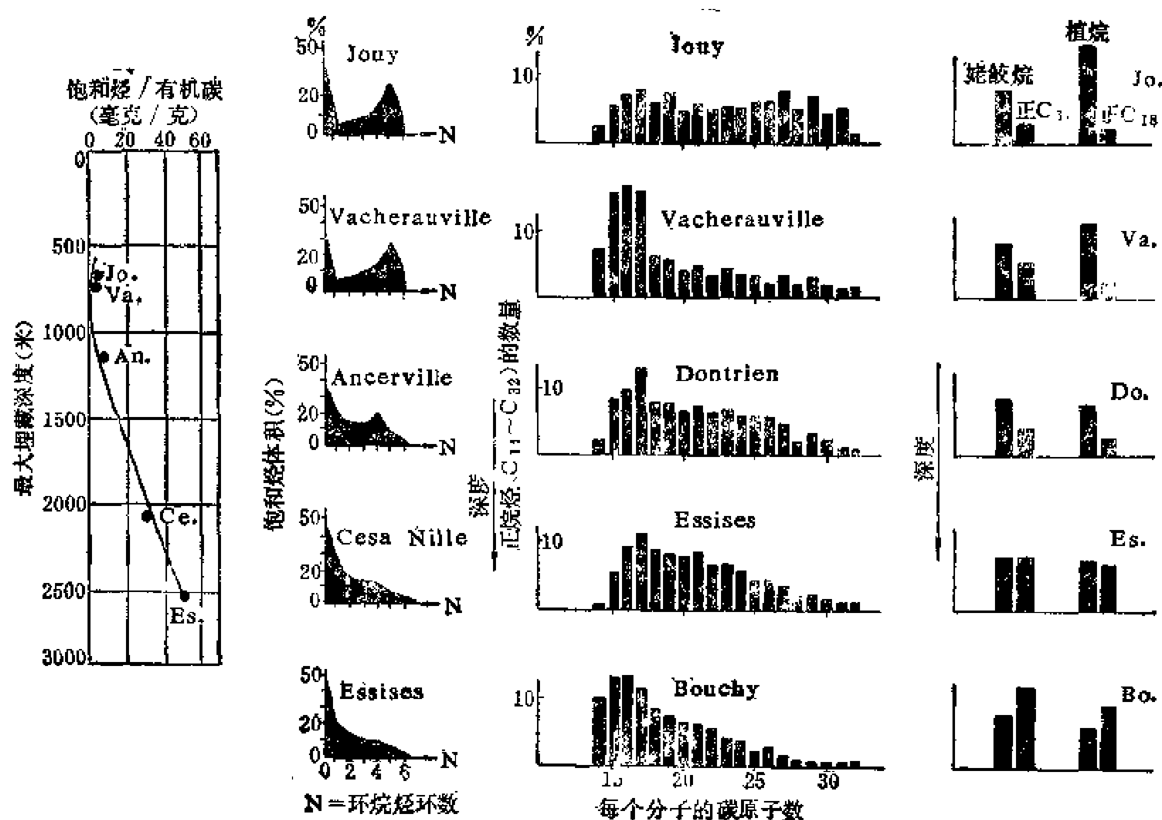


图2-3-35　巴黎盆地下托尔页岩烃类的成分和结构随深度的变化（据B.Tissot等）

常近似。在图2-3-33B阶段，正烷烃碳原子数和分子量递减，奇数碳优势消失；环烷烃和芳香烃碳原子数递减，多环和多芳核化合物显著减少。法国石油研究院对巴黎盆地下侏罗统下托尔页岩进行的正烷烃分布、环烷烃环数及异戊间二烯型烷烃等方面的系统研究(图2-3-35)和美国G.T.菲利皮对加利福尼亚上第三系烃类的研究结果都获得了类似的结论。

应该注意，有机质成熟的早晚，还与其本身的性质有关。在其他条件相同的情况下，Ⅰ、Ⅱ型干酪根成熟较早，在长焰煤形成时期便可生成大量油气；而Ⅲ型干酪根要延迟到气煤和肥煤形成期才成熟，大量生成油气的阶段出现更晚。所以，腐殖型有机质同样可以成为生油气母质，只不过成熟较晚、生气较多而已。

三、热裂解生凝析气阶段

当沉积物埋藏深度超过3500～4000米，进入后生作用阶段后期，相当于碳化作用的瘦煤—贫煤阶段，地温达到180～250℃，超过了烃类物质的临界温度，除继续脱去杂原子和侧链，生成少量水、二氧化碳和氮外，主要反应是大量C—C链裂解，包括环烷的开环和破裂，液态烃急剧减少，正如图2-3-33中的C所示，C_{25}以上高分子正烷烃含量渐趋于零，只有少量低碳原子数的环烷烃和芳香烃；相反，低分子正烷烃剧增，主要是甲烷及其气态同系物，在地下深处呈气态，采至地面随温度、压力降低，反而凝结为液态轻质石油，即凝析油和湿气。进入了高成熟时期。

任何物质处于临界状态的特点在于共存的气、液两相间的差别都消失了，例如这时蒸气的克分子体积等于液体的克分子体积，两者的密度也无差别等。与石油、天然气有关的若干

表2-3-9　　　　若干物质的临界参数

物质名称	临界温度℃	临界压力大气压	物质名称	临界温度℃	临界压力大气压
水	374.2	218.5	正戊烷	198.0	35.3
二氧化碳	31.0	72.9	异戊烷	1[illegible]7.[illegible]	32.9
氮	-146.9	33.5	环己烷	2[illegible]0.9	40.0
硫化氢	100.4	88.9	正己烷	2[illegible]4.[illegible]	29.9
甲烷	-82.1	45.8	正庚烷	26[illegible].0	2[illegible].0
乙烷	32.3	48.2	正辛烷	296.7	2[illegible].[illegible]
丙烷	96.8	42.0	正癸烷	346.3	21.2
正丁烷	152.0	36.0	正十一烷	369.4	19.9
异丁烷	134.9	36.0	正十二烷	390.[illegible]	18.5
环戊烷	238.6	44.6			

物质的临界参数列入表2-3-9中。

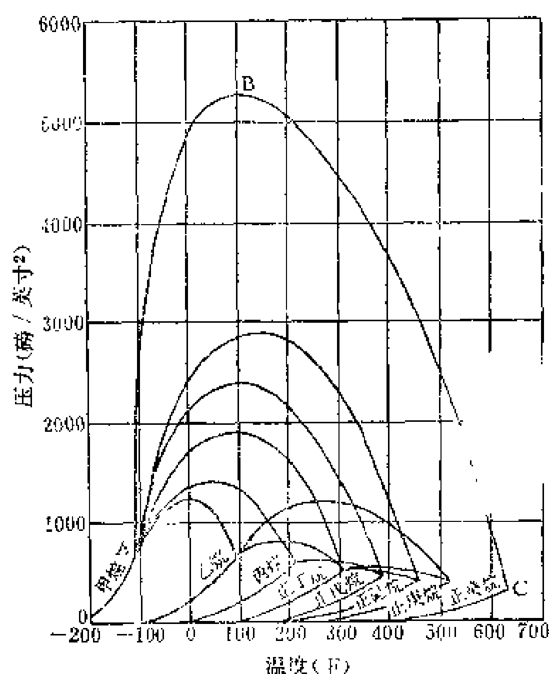


图2-3-36　二元正烷烃物系的临界轨迹

如果有甲烷及其气态同系物加入液态烃，可以降低烃类物质的临界温度。图2-3-36表示二元正烷烃物系的临界点演化轨迹。各曲线表明各二元混合物临界点的变化特征。以甲烷、正癸烷为例，正癸烷的临界点C，其相应的温度为625°F，压力为350磅/英寸²（绝对压力）。假如随着甲烷数量增加，正癸烷逐渐被混合，临界点就沿C—B曲线移动，这表明混合物中甲烷的百分含量渐增，气体压力也加大，这样在逐渐降低温度的情况下，能使液态正癸烷气化。同理，在物系中乙烷、丙烷等等气态烃的数量增加，也会有助于液态烃类溶解于气相。由此推论，在自然条件下，随着地下深处压力和温度的增加，超过临界条件，大量碳链裂解，甲烷及其气态同系物增多，液态烃被溶解的数量也就越来越多，形成大量凝析气。它一旦被采到地面，压力和温度都骤然降低，早先溶于气相的液态烃又会逐渐分离出来，成为凝析油。

所以，这个阶段有机质转化的主要反应是热裂解作用，主要产物是凝析气和湿气。我国四川盆地二叠系和三叠系、黄骅拗陷大港油田奥陶系的海相碳酸盐岩中，都产出浅色凝析油，属于成熟度较高的产物。在意大利米兰以东发现的马洛萨凝析气田，产层深度在5600米，压力为1050大气压，温度达153℃。近十年来，美国深井钻探剧增，在以中、新生界为钻探对象的墨西哥湾盆地，深逾4500米后以产天然气和凝析气为主；在以古生界为钻探对象的二叠盆地，成熟度更高，超过4500米深处几乎只有凝析气藏和纯气藏，气井占90～100%，油井极少。苏联也在注意加强对西西伯利亚地区的凝析气和天然气矿藏的勘探。我国在今后部署深部地层勘探时，亦应特别注意凝析气和天然气的分布。

四、深部高温生气阶段

深度超过6000～7000米，沉积物已进入变生作用阶段，达到有机质转化的末期，相当于

半无烟煤–无烟煤的高度碳化阶段。温度超过了250℃，以高温高压为特征，有机质和已形成的石油发生强烈裂解，只能生成烃气，上部可含甲烷族气态同系物，向下部纯粹是干气甲烷，不能生成液态烃(见图2-3-33中的D)；此外，尚可残留高度碳化的最终产物——碳沥青或石墨。这种现象在实验室、野外观察和深井钻探结果都得到了证实。中国科学院地球化学研究所对石油进行高温高压试验结果表明：当压力固定不变，石油随温度升高而向两极明显分化，最后形成气体与固态沥青。演化趋势是原油—→油＋气—→油＋气＋固态沥青＋液态沥青—→气体＋固态沥青。这种试验结果同野外观察现象非常吻合，如在四川盆地威远隆起的震旦系白云岩中见到石油演化的最终产物——甲烷和固态沥青，后者呈不规则浸染状或粒状分布于白云岩的裂缝和洞穴中。固态沥青成熟度高，一般为碳沥青和焦沥青。国外近代的超深井钻探结果多产气和凝析油，液态石油罕见，更是最好的证明。

以上将有机质向油气转化的整个过程大致划分为四个阶段。柴达木盆地上第三系上新统生油层系沉积有机质就经历了一个相当完整的演化系列。近年来，在主要生油区茫崖坳陷东侧红三旱四号构造上完成了一口深达6018米的旱2井，钻达上新统底部，可见第四系和上新统总厚逾6000米，沉积速度高达0.5毫米/年，为一快速沉降的沉积区，井底地温高达198℃，有助于有机质尽快成熟，从沉积到成熟只用了650万年时间。表2-3-10说明了该井第四系—上新统沉积有机质热演化未成熟、成熟及高成熟三个阶段的埋藏条件和可溶有机质的地球化学特征。成熟点的深度为3300米左右，成熟温度126℃；从3300～5020米为油气主要生成阶段；超过深5020米、温度172℃后，则进入了凝析气和湿气生成阶段。

表2-3-10　柴达木盆地旱2井有机质（腐殖型）演化特征（据黄第藩等，1981）

演化阶段		未成熟	成熟	高成熟
井深，米		0～3300±	3300±～5020	5020～6018
地温，℃		6.3～126±	126±～172	172～198
沥青及族组成	总烃，ppm	<50，一般32±	50～80	65～100
	沥青/有机碳，%	<7	7～9	10～15±
	烃/有机碳，%	<3	3～4	4～6
	族组成　饱/芳	7～4	1～4(3＋)	4±
	族组成　总烃，%	30～40	40～55	40±
	族组成　非烃，%	45～60	39±	50～55
链烷烃	主峰碳数	C_{18}，C_{31}	C_{17}或C_{18}	C_{18}
	CPI	>1.3	1～1.3	1.0±
	轻烃/重烃	1.0～2.0		7～20
	姥鲛烷/植烷	0.8±	0.9～1.3	0.9～1.2
芳香烃红外光谱	$806cm^{-1}/750cm^{-1}$	0.4～0.5	0.7～0.8	0.5～0.7
	$(880+806)cm^{-1}/750cm^{-1}$	0.6～0.8	1.0～1.4	0.8～1.0
	$1460cm^{-1}/1600cm^{-1}$	4.5～6.0	2.5～4.5	6.0～12.0
	$1720cm^{-1}/1600cm^{-1}$	1.0～2.0	0.7～1.0	
	$1380cm^{-1}/1600cm^{-1}$	2.0～3.0	1.0～2.0	2.0～5.0

应该指出，对不同沉积盆地而言，由于沉降历史、地温历史和原始有机质类型的不同，其中的有机质向油气转化的过程不一定全都经历这四个阶段，有的可能只进入了前两个阶段，尚未达到第三阶段；而且，每个阶段的深度和温度界限也可能有所区别。甚至在地质发展史较复杂的沉积盆地，例如经历过数次升降作用，生油岩所含有机质可能由于埋藏较浅尚未成熟就遭遇上升，直到再度沉降埋藏到相当深度后，方才达到了成熟温度，有机质仍然可以生成大量石油，即所谓“二次生油”。华东石油学院碳酸盐岩石油地质研究室曾经研究华北平原下古生界的生油条件，认为到中生代以来才二次生油，指出了其中形成原生油气藏的可能性。在国外，阿尔及利亚著名的哈西·迈萨乌德油田寒武系潜山油藏的油源，可能就是志留系黑色页岩二次生油沿不整合带运移而来。

有机质转化的四个阶段，反映了有机质的成熟过程。近几年来，国内外石油地质学界纷纷重视从埋藏深度、地温及埋藏时间等方面研究沉积岩中有机质向石油转化的程度，即研究有机质的成熟度。为了判断有机质是否达到成熟阶段，是否开始大量转化为石油，各国石油地质学家和地球化学家纷纷提出衡量有机质成熟作用的标准。目前应用较广的有镜质体反射率、孢粉碳化程度、热变指数、煤的牌号等等。A.胡德根据这些衡量有机质成熟度的标志，将有机质变质作用划分成 0～20个阶段，称为有机变质阶段，简称LOM标尺。此外，对饱和烃的成分（嗜碳指标 CPI 及环烷烃指标）、自由基含量、干酪根的颜色及 H/C—O/C 原子比关系、时间—温度指数等最新研究成果，表明都可以用来判别有机质的成熟度。

综合上述成果，可将国外目前应用较广的有机质成熟度的衡量标准列入表 2-3-8，说明各项标准与油气生成阶段之间的关系。在各种标准中，以研究干酪根、镜质体反射率、孢粉碳化程度及饱和烃成分的效果最佳。

第四章　生油层的地质、地球化学研究及中国生油层系

凡能生成石油和天然气的岩石，称为生油（气）岩。由能生成工业数量油、气的生油（气）岩组成的地层，即为生油（气）层。近十年来，随着油气资源勘探和开发的迅速发展，随着现代科学技术的广泛采用，从地质和地球化学方面对生油层的综合研究，在国内外都有显著的进展。

生油层研究的主要目的，是在一个沉积盆地（或凹陷）中，根据大量地质和地球化学研究结果，从剖面上确定生油（气）层，在空间上划出有利的生油（气）区，作出生油（气）量的定量估价，以便与圈闭条件配合，探讨盆地的含油气远景，为勘探和开发部署提供科学依据；并可促进现代油气成因理论的进展。

第一节　生油层的类型及其岩性-岩相研究

为了掌握一个沉积盆地的基本面貌，需要在边缘露头区系统进行野外地质观察的基础上，配合钻一至几口基准井或参数井，并部署若干横穿盆地的地球物理勘探大剖面。这时应配合进行实验室地质和地球化学分析，建立能反映盆地最大埋藏深度的地质-地球化学综合剖面，以便分析盆地的沉积史、构造史、地温史、生储盖条件及含油气水状况，为盆地的含油气远景预测及勘探部署奠定坚实的基础。

在这项综合研究工作中，生油层的地质、地球化学研究是一个重要方面，它的基础工作就是岩性、岩相研究。岩性特征是沉积物在特定沉积环境下及其后经历变化的综合反映，是识别生油层的最直观标志，在是否富含有机质和具备还原条件方面能给以朴素的感性认识。在直观辨认生油层岩性特征的基础上，研究岩相特征可使人们对生油层的认识更深入一步；因为岩相是在一定沉积环境内所形成的岩石组合，它反映了当时的大地构造条件、古地理古气候环境和沉积介质的物理化学特征。根据国内外的研究，普遍认为最好的生油层属于浅海、三角洲或深水湖泊等环境内沉积的粘土岩类和碳酸盐岩类。

一、粘土岩类生油层

主要包括在一定深度的稳定水体中形成的暗色泥岩、页岩、粘土等。沉积时水体宁静乏氧，浮游生物和陆源有机质能够伴随粘土矿物质大量堆积、保存并向油气转化；因而这些粒细的粘土岩类普遍富含有机质和低铁化合物，致使颜色发暗，多呈灰黑、深灰、灰及灰绿色，富含黄铁矿和微古生物化石，有时可见原生油苗。我国松辽、渤海湾、准噶尔、柴达木、酒泉、江汉、南阳、泌阳等陆相含油气盆地的主要生油层多为暗色粘土岩。石油工业部石油勘探开发科学研究院（1977）将它们归纳为四种剖面类型：泥岩型、夹油页岩泥岩型、含炭泥岩型及含膏泥岩型，它们的主要特征详见表2-4-1。对比可知以深水湖相沉积的泥岩型剖面最有利，因为这类湖盆水体稳定，气候适宜，生物发育，有机质丰富，环境宁静还原，生油条件优越。东营凹陷下第三系沙河街组三段泥岩型生油层就是典型实例，暗色有机泥岩累计

表2-4-1

我国陆相生油层系的剖面类型及其特征

（据石油勘探开发科学研究院，1977）

剖面类型	泥岩型	夹油页岩泥岩型	含碳泥岩型	含膏泥岩型
代表地区	东营凹陷	鄂尔多斯盆地	民和盆地	江汉盆地
地层时代	下第三系沙三段	三叠系延长统	侏罗系	下第三系潜江组
岩性组合	大套泥岩	泥岩夹油页岩、砂岩，边缘含碳	泥岩、砂岩、夹碳质层	泥岩夹石膏、岩盐
水介质性质	半咸水	淡水	淡水	咸水
岩系厚度，米	2000～3000	3000	1600～2000	2000～3000
暗色泥岩厚度，米	>1000	300～500	80～100	>500
生物化石	浮游类及藻类	浮游夹底栖生物	植物、底栖	浮游类及藻类
盆地类型	断陷	拗陷	山间拗陷	断陷
代表油田	胜坨	马岭	海石湾	王场

最大厚度达1200米，富含介形虫、藻类及孢子花粉等微古生物化石，前两者在凹陷中部占明显优势，后者多分布于边缘；生油潜能大，估计每立方公里泥岩的生油量可达30～50万吨。松辽盆地下白垩统、渤海湾盆地下第三系沙河街组皆属此类型，生成了丰富石油，形成了若干大油田。其他类型生油层湖盆水体欠稳定，湖水或有时变浅、或水质浓缩，生油条件相对略为逊色。国外的生油层也多属粘土岩类，美国尤英塔盆地内发育的下第三系始新统绿河页岩、北非撒哈拉盆地的上志留统黑色页岩都是著名的粘土岩类生油层。有些学者将泥质粉砂岩和细砂岩也当作生油岩，其生油潜能当然较差。粘土岩类生油层的主要岩性特征详见表2-4-2。

表2-4-2

生油层的主要岩性特征

生油层类型	岩石类型	颜色	结构	层理	自生矿物	化石	油气显示
粘土岩类	泥岩、页岩为主，次为砂质泥岩、泥质粉砂岩	灰黑色 深灰色 灰色 灰绿色	泥级 ≀ 粉砂级	页状，厚层～块状	富含黄铁矿	丰富	或有原生油苗
碳酸盐岩类	生物灰岩 礁灰岩 泥灰岩 石灰岩	灰黑色 深灰色 褐灰色 灰色	隐晶 ≀ 粉晶	厚层～块状 中层状次之	含黄铁矿	丰富	或有原生油苗、沥青

二、碳酸盐岩类生油层

以低能环境下形成的暗色石灰岩、生物灰岩和泥灰岩为主，如泥灰岩、泥质灰岩、沥青质灰岩、生物灰岩及礁灰岩等，多含泥质成分，当粘土矿物含量超过碳酸钙时，也可成为钙质泥岩。富含有机质，以浮游生物为主，常见有孔虫、藻类、珊瑚、腕足类、海百合及软体动物等生物碎屑，甚至灰泥也往往是主要由微古生物组成。多呈灰黑、深灰、褐灰及灰色；隐晶～粉晶结构，颗粒少，灰泥为主；多呈厚层～块状，水平层理或波状微细层理发育，含黄铁矿晶体，在晶洞中常见原生油苗和固态沥青，有时锤击岩石可闻沥青臭味。从震旦纪至三叠纪在我国华南地台广泛发育海相碳酸盐岩，四川东部和南京栖霞山出露的二叠系茅口灰

岩和栖霞灰岩，色深，富含微古生物化石，锤击有明显沥青臭味，是良好的生油层。华北中—上元古界和下古生界的许多海相碳酸盐岩也具备良好的生油条件。国外波斯湾盆地上侏罗统阿拉伯组和下第三系阿斯马利石灰岩都发育着重要的碳酸盐岩生油层，提供了丰富的油源，成为世界上石油资源最丰富的含油气盆地之一。碳酸盐岩类生油层也可形成于深水湖相，四川盆地侏罗系自流井统的大安寨石灰岩和东岳庙石灰岩，以及美国尤英塔盆地绿河组所含的碳酸盐岩，就是最佳例证。碳酸盐岩类生油层的主要岩性特征详见表2-4-2。

综上可知，粘土岩类和碳酸盐岩类生油层的共同特征在于色暗、粒细、富含有机质和微体生物化石，常含原生分散状黄铁矿，偶见原生油苗。它们在海相及湖相环境中皆可形成，一般说来，最有利的生油岩相是浅海相、三角洲相和深水湖相。

浅海相的碳酸盐岩类和粘土岩类都具备很好的生油条件。它们多处于盆地相、广海大陆架相、盆地斜坡相及开阔海台地相的中心部分，属持续低能环境，盆底长期稳定沉降，保证沉积物不断深埋，气候温暖湿润，生物繁盛，水体安静，氧化-还原电位呈负值，水介质属弱碱性，长期的还原环境使丰富的有机质得以顺利堆积、保存并向油气转化。这些相带分布较宽，有利于大面积生油。在高能带的礁相和礁前相也是有利的生油环境，苏联 B.B.维别尔(1968～1973)曾对印度洋塞舌耳—马斯克林群岛现代礁和乌拉尔南段中泥盆统古代礁的生油问题进行了研究：从 33～140 米深的现代礁礁前相采集的珊瑚砂、珊瑚-介壳砂、珊瑚苔藓及软体动物介壳碎屑，分析结果 Eh 值平均为 −198 毫伏，有强烈硫化氢味，属还原环境产物；古代礁岩心取自礁相的厚层状黑、深灰和浅灰色石灰岩，局部为珊瑚灰岩、泥质灰岩与页岩互层，认为礁相和礁前相石灰岩是可能的生油岩。此外，加拿大阿尔伯塔泥盆系生物礁、墨西哥黄金巷白垩系环礁带及美国西得克萨斯二叠盆地上古生界马蹄礁的大量研究证明礁前相和礁相都是有利的生油相带。

在国外许多浅海相碳酸盐岩含油气盆地的剖面上，经常出现碳酸盐岩～蒸发岩沉积旋回：一般开始为深水泥灰岩沉积；然后过渡为石灰岩，局部遭受重结晶和白云石化，有时出现生物礁块沉积；最后则为原生白云岩、硬石膏及盐岩等蒸发岩，属潮上带泻湖环境的产物。旋回初期-中期为有利的生油时期。

三角洲相在近十几年来才引起国内外石油地质学家的广泛注意。在海岸线以外的前三角洲带属于长期快速沉降地区，以富含有机质的暗色页岩沉积为主，由河流搬运来的最细粘土悬浮物质和胶体物质沉积而成。在三角洲前缘的高能海相砂中常含标志海相成因的海绿石而缺乏陆源植物；在河道、分流河道、决口扇及三角洲斜坡常含陆源碳质碎屑而缺乏海绿石；至深海砂则二者兼有。所以三角洲相在岩性上兼具陆源和浅海相的特征。在化石方面，植物碎屑丰富和从海相化石到非海相化石的变化是两个显著特点。在三角洲的浅顶积层上常发育沼泽煤层，而在三角洲相下部和前部则常见海相和半咸水生物群异常繁盛，如介形虫、有孔虫、藻类和其他微体浮游生物。因此，这里既含海相生物化石，也含陆源有机质，它们都迅速埋藏、保存下来。这种快速沉积的三角洲页岩具有隔绝导热能力，可以造成异常高的温度和压力，有利于大范围有机质转化为烃类。在三角洲扇形体本身含大量植物残余，主要发育生成天然气的母岩；而在前三角洲的海相页岩则是极为有利的生油母岩。所以三角洲相既可生成大量天然气，也可生成丰富的石油。我国长江三角洲近代沉积物中富含有孔虫、介形虫及其他生物，长江第三纪古三角洲向东海延伸，将会成为找油极为有利的区域，早已引起中外学者的注意。非洲尼日尔河第三纪三角洲是闻名世界的产油气区，也是世界上研究地下热流最详细的地区，地温梯度介于1.84～5.47℃/100 米（或1.00～3.00°F/100英尺）。在河流

相砂岩中低于1.84℃/100米，到近海沉积约增达2.73℃/100米，至外围三角洲连续页岩中最大值高达5.47℃/100米。这样高的地温梯度有助于有机质向油气转化，所以，这里的三角洲相暗色泥岩是非常理想的生油层。

建国31年来新中国的油气勘探实践证明：深水-半深水湖相是陆相生油层系发育的有利环境，这里水生生物发育，有机质多属Ⅰ型或Ⅰ～Ⅱ型，加上水流弱、波浪小、静水沉积、水底还原等良好生油条件，尤其是在主要生油层系沉积时期处于近海地带的深水湖盆更为有利。据石油工业部石油勘探开发科学研究院研究我国各地质时代陆相生油层分布状况，发现许多大型深水湖相生油层系都分布在地质历史上同古海域联系密切的近海地带。这些濒临海洋的湖相盆地是陆表水的汇集场所，水源充沛，水体中生物养料丰富；地势低洼，持续沉降，易于形成广阔的湖泊，发育巨厚的生油层系；并且这里易受海洋气候的影响与调节，有利于生物繁衍发育。因此，成为我国重要的大型含油气湖盆。例如，早白垩世的松辽盆地、早第三纪的渤海湾、苏北和塔里木盆地、晚二叠世的准噶尔盆地等都可能是大型的近海深水湖盆，甚至在江汉盆地下第三系地层中也陆续发现海相化石分子，表明曾有过海水入侵。这些深水湖盆的共同特征是长期稳定沉降，沉积岩系厚达数千米以上。在长期大幅度沉降过程中，往往伴随着振荡运动，形成多旋回沉积特征。每个旋回初期主要是山麓河流相砂泥岩沉积；随着盆地持续下沉，水体加深，湖盆扩大，沉积了半深水和深水湖相泥、页岩，成为主要生油层系；至旋回后期，湖盆沉降速度变小，湖盆变浅，又沉积了不利于生油的岩层，最后出现湖滨沼泽相的煤和碳质页岩。在沼泽相沉积以后，可能又开始一次新的沉积旋回，再次形成有利于生油的深水湖相沉积。所以，每个沉积旋回中期湖盆的沉降及沉积特征是生油层系发育好坏的关键。同时，这种多旋回沉积剖面常由生油层与储集层组成不等厚互层，增大二者的接触面积，这不仅可以提高有机质的转化效率，对生油有利；而且为石油的初次运移和聚集创造了优越条件。

这些深水湖盆发育历史较长，从盆地发生—发育—萎缩一般都跨“代”，经历了漫长的地质时期，有不少盆地发生于中生代中后期，发育于早第三纪，甚至可以延续到第四纪。这样具有相对稳定的沉降阶段，使异常发育的生油层系经历深埋过程，对促进有机质成熟向石油大量转化非常有利，这正是我国陆相深水湖盆生油层有机质转化效率高，能够为形成大油田提供充足油源的重要原因。有些中、小型陆相湖盆面积较小，但只要深水湖相阶段延续时间长，具有较稳定的持续沉降阶段，沉积岩系厚度大、生油层系发育，含油气远景仍然是不可忽视的，如江汉、南阳、泌阳等盆地。

总之，在陆相盆地中，深水湖相是最有利的生油岩相，其中又以近海地带深水湖盆生油条件更佳。在空间上生油最有利的地区是湖盆中央的深水区，在时间上生油最有利的时期是沉积旋回中的持续沉降阶段。

第二节　生油岩的有机地球化学研究

生油岩的有机地球化学研究，主要是通过一系列地球化学指标反映沉积有机质的性质、含量及演化特征，其中有机质丰度是生成油气的物质基础，演化程度决定有机质向油气转化的时机，转化效率则反映有机质生成油气的能力，综合起来通过生油量最终评价生油岩的优劣。

近十年来，随着石油有机地球化学的进展，围绕油气有机生成理论的基本问题，包括沉

积岩中有机质的丰富程度、演化程度、转化效率，以及油源对比等方面，在实验室内用近代化仪器，分析了生油岩的许多地球化学指标，进行了系统研究，为鉴别生油岩提供了比较充分的科学依据，国内外都纷纷广泛采用。现分类介绍生油岩的有机地球化学主要研究成果如下：

一、有机质的丰度及类型研究

几十年来，国内外普遍采用的有机质丰度指标是有机碳含量，系指岩石中与有机质有关的碳元素含量，以单位重量岩石中有机碳的重量百分数表示。在沉积和成岩过程中，岩石所含原始有机质总量在不断变化。如前所述，当有机质伴随矿物质沉积后，在早期成岩作用阶段，主要由于细菌的生物化学作用，沉积有机质经历了复杂的生物化学和化学变化，一部分不稳定成分被分解成 CO_2、CH_4 等气态产物逸散，一部分生成少量液态烃，以及消耗于形成黄铁矿等还原矿物和其他浅层演化产物，剩余部分则以干酪根形式呈分散状态残存于岩石中。因此，我们现在实测的有机碳不能反映原始有机碳的数量，只是代表岩石中残留下来并处于不同演化阶段的有机质中的碳含量，故称剩余有机碳，一般简称有机碳。尽管如此，由于生油层内只有很少一部分有机质转化成油气离去，大部分仍残留在生油层中；并且碳又是在有机质成分中所占比例最大、最稳定的元素，所以剩余有机碳含量能够近似表示生油岩内的有机质丰富程度。据H.M.吉曼（Gehmen，1962）研究世界六十多个沉积盆地寒武系至第三系1066个页岩和346个碳酸盐岩样品，如图2-4-1所示，测定结果页岩比碳酸盐岩的有机质含量高得多，几何平均值前者为 1.14%，后者为 0.24%。J.M.亨特（1961）测定有机碳分别为1.?%和0.17%（据791块页岩和397块碳酸盐岩样品的几何平均值）。我国若干中、新生代陆相含油气盆地粘土岩类生油岩的有机碳含量多介于 1～2%（图2-4-2）。在这些盆地中生

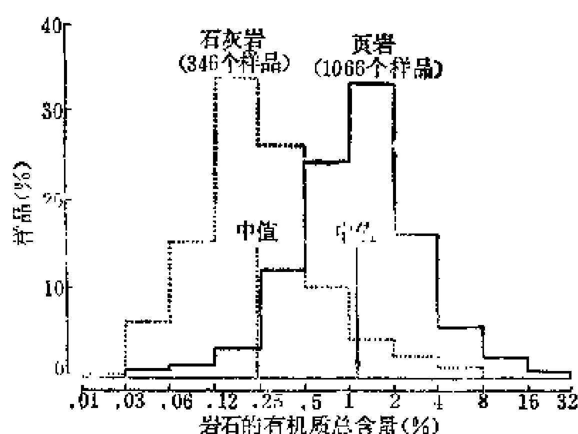


图2-4-1 古代页岩和碳酸盐岩的有机质总含量
（据H.M.Gehmen，1962）

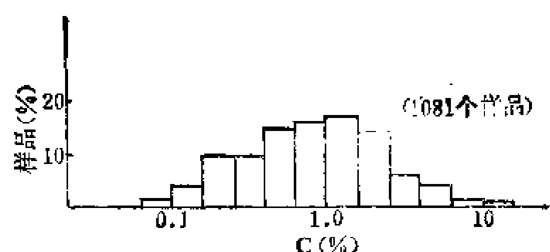


图2-4-2 我国中、新生代主要含油气盆地生油岩有机碳含量频率图
（据黄第藩、尚慧云等，1980）

油岩与非生油岩有机碳含量对比分析，较深一深水湖相粘土岩类生油岩有机碳含量一般介于0.5～3%；低于 0.4% 者多属河流、滨湖和浅湖相沉积；介于 3～27%者，则为湖沼相暗色碳质泥岩等煤系地层，生油潜能反而很低。现将各种岩性、岩相的陆相沉积中有机碳含量变化情况列入表 2-4-3。我国海相碳酸盐沉积有机碳含量一般变化在 0.01～1%，有利于生油的碳酸盐岩有机碳含量应大于0.1～0.2%。中国科学院地球化学研究所傅家谟、刘德汉（1982）专门探讨了碳酸盐岩有机质含量低的原因，认为在成岩过程中，碳酸盐的晶析作用和各种极为活跃的成岩作用（如溶解作用、胶结作用、交代作用等反复发生）都会造成有机质大量丢

失；J.M.亨特（1967）认为原始有机质的性质和类型是成岩丢失的重要原因。以上两种观点看来都是值得注意的，尚待进一步研究。

表2-4-3　　我国各种陆相沉积中的有机碳含量（据地质部石油地质中心实验室，1978）

岩　　性	有机碳，%	沉　积　相
紫褐、棕红色泥岩	0.01～0.27	河流、滨湖、浅湖
浅绿、灰绿、灰色砂岩、泥质砂岩	0.02～0.26	
浅绿、灰绿色泥岩，粉砂质泥岩	0.04～0.28	
灰、深灰、灰黑、黑色泥岩、页岩	0.30～9.90，一般 1.5～2.7	较深湖—深湖
灰—黑色泥岩、页岩、油页岩、沥青质页岩	1.10～17.74，一般 1.4～5.0	
深灰—灰黑色碳质泥岩、页岩	2.03～27.4，一般 2.1～9.84	浅湖—较深湖
黑色泥岩夹煤层	59.36～64.55	滨湖、河流、沼泽
黑褐色泥炭土	0.16～25.[illegible]	

由于岩石中剩余有机碳与剩余有机质含量之间存在一定比例关系，因此一般将剩余有机碳含量乘以1.22（或1.33）即为岩石中所含剩余有机质的重量百分数。常数1.22是福尔斯曼和亨特（1958）从21个有机残渣元素分析中得出的。

近几年来，胜利油田中心实验室提出氨基酸总量（微克/克岩石）和氨基酸总量/有机碳含量（微克/克有机碳）可以作为沉积岩中有机质的丰度指标。根据济阳拗陷各地质时代沉积岩氨基酸分析资料，得出结论认为：氨基酸总量高、氨基酸总量/有机碳含量比值低，属于好生油岩；反之，氨基酸总量低、氨基酸总量/有机碳含量比值高，则为不好生油岩。前者由于在好的生油岩中，一般氨基酸总量和有机碳含量都较高，因而比值较低；而在不利的生油岩中，一方面可能原始有机质中蛋白质不丰富，或蛋白质在氧化环境内被分解破坏，造成氨基酸总量低，另一方面生油岩未成熟，大部分氨基酸尚未转化为油气，因而每克有机碳中残余氨基酸所占的比例较大，造成比值较高。鉴于氨基酸是蛋白质的主要成分，这次在济阳拗陷用来研究沉积岩中的有机质丰度只是一个开端，尚待进一步探索。

由上可知，有机碳作为沉积有机质的丰度指标，并不能确切反映有机质的性质，不能反映它们的演化方向究竟是生油还是造煤，这些问题就涉及到必须研究有机质的类型。

石油勘探开发科学研究院开展了有机质类型的研究。根据沉积岩岩样中所含的可溶有机质和不溶有机质（干酪根）的分析结果，加以综合考虑，提出我国中、新生代泥质生油岩中的有机质呈现五种类型，即腐泥型、腐殖—腐泥型、腐泥—腐殖型、腐殖型和腐煤型，其主要特征详见表 2-4-4 。前四类有机质适于生成石油和天然气，生油潜力从腐泥型向腐殖型逐渐减小。在浅海相及深湖相泥质沉积中，往往富含浮游生物，其有机质类型多属腐泥型或腐殖—腐泥型，生油潜力大。至于腐煤型有机质在我国侏罗系和第三系的煤系地层中甚为发育，尤以侏罗系更为常见，主要来自高等植物的木质素和纤维素，芳香烃含量高达20～30%，C/H比值达12～14，可以生成天然气，是我国寻找煤成气资源的重要来源。

二、有机质成熟度的研究

沉积岩中拥有丰富的、适于生油的原始有机质，它们在深埋过程中能否生成大量石油，还要探讨在地温作用下，特定类型有机质是否达到成熟？因此，近几年来，出现了研究有机质成熟度的各项指标。

表2-4-4　　**我国中、新生代泥质生油岩的有机质类型及其特征**

（据尚慧云、李晋超，1981）

特征＼类型			腐泥型	腐殖—腐泥型	腐泥—腐殖型	腐殖型	腐煤型
古生物特征			藻类为主	藻类及部分植物		植物为主	高等植物
氯仿沥青“A”	族组分	饱和烃%	40～60	2[illegible]～[illegible]	20～40	5～17	7～15
		芳香烃%	15～25	5～15	15～25	10～22	20～30
		饱和烃/芳香烃	>3	1～3	1～1.6	0.5～0.8	0.3～0.5
		非烃+沥青质%	20～40	40～60	40～60	60～80	60～70
		非烃+沥青质/总烃	0.3～1	1～3	1～3	3～4.5	>3
	元素	C%	82～86	72～82	72～78	65～72	82～86
		H%	12～13	9～12	7～9	6～7	6～7
		O+S+N%	1～6	6～19	13～20	20～29	7～12
		C/H	6～7.5	7.5～8.5	8～9	9～12	12～14
干酪根		H/C 原子比	1.4～1.6	1.0～1.4	0.8～1.0	0.5～0.[illegible]	—
		镜下鉴定	无定形为主	无定形、镜质体		镜质体	木质
生油岩的代表盆地			松辽盆地下白垩统青一段	东营凹陷下第三系沙三段	陕甘宁盆地上三叠统长三段	陕甘宁盆地下侏罗统延安组	四川盆地上三叠统香溪煤系

1.镜质体反射率(R_o)

用显微镜研究镜质体反射率起源于煤岩学。根据反射率递增可将煤素质划分成壳质体、镜质体、惰质体三组。镜质体是一组富氧的煤素质。测定镜质体反射率研究煤的碳化程度已有很长历史，它与碳含量、挥发份或固定碳都是研究煤变质程度的良好指标，并存在很好的相互对应关系。由于镜质体反射率受样品成分变化的影响小，现已成为确定煤变质程度的首要参数。

将镜质体反射率用于研究分散有机质的热演化程度还不到十年的历史，但是它已经成为国内外应用最广的一项成熟度指标。干酪根的光学研究结果表明，其基本成分为镜质体碎片和非晶质有机物。干酪根的热降解过程与镜质体的演化过程相符。随着热演化，链烃结构减少，芳环耦合，出现微片状结构，导致反射率增大和颜色变暗，所以镜质体反射率是一个良好的成熟度指标。现已发展到直接研究干酪根和分散碳质颗粒的反射率。

镜质体反射率与成岩作用关系密切，热变质作用愈深，反射率愈大。正如表2-3-8所示，在生物化学生气阶段镜质体反射率呈低值，即低于0.5%，随着埋藏深度而逐渐变化，在热催化生油气阶段和热裂解生凝析气阶段，反射率作为温度的函数增加较快，约从0.5%上升到2%；至深部高温生气阶段，反射率继续增加。因此，测定生油岩中有机质或煤夹层的镜质体反射率，可以预测油气的分布。澳大利亚M.希包克(Shibaoka，1977)归纳镜质体反射率、碳含量与油气生成阶段的关系如表2-4-5所示。他还根据镜质体反射率将澳大利亚石炭纪后的沉积盆地划分为三种成熟度类型，预测出最有远景的含油气盆地。在北德意志盆地沉积剖面中，可以根据反射率来预测油气分布的界限：镜质体反射率0.3～1%为工业油藏，0.7～2%为工业气藏，反射率>2%的无烟煤地带成为无油无气的地区。我国松辽盆地下白

表2-4-5　岩石镜质体反射率、碳含量与油气生成阶段的关系（据M.Shibaoka）

最大反射率，%	碳含量（风干，扣除灰分），%	油气生成阶段
		预生油带
0.5	75	
		早（生油带）
0.7	82	
		中（生油带）
1.0	86	
		晚（生油带）
1.3	89	
		凝析气带
2.0	91	
		裂解气带

要综生油岩烃类演化的四个阶段在镜质体反射率方面具有如下的典型特征：未成熟阶段的反射率<0.5%，有机质经细菌作用生成CO_2、H_2O和少量CH_4；低成熟阶段干酪根降解生油，以重质油为主，反射率介于0.5～1.0%；到高成熟阶段反射率增达1.0～2.0%，主要产物为轻质油和湿气；当反射率超过2.0%属于过成熟阶段，液态烃几乎完全裂解，以干气为主。

利用镜质体反射率还可以区别不同来源有机质的混杂物，例如鉴别同时代的（如海相浮游植物与陆源植物的混合物）或遭受剥蚀旋回再沉积的不同有机来源的混杂物。

用镜质体反射率来表示有机质的演化特征，是借助显微镜鉴定的最简便方法。但是，它仍存在一些缺点：如"镜质体"的不同类型具有不同的反射率，Ⅲ型干酪根中容易找到镜质体碎片但在Ⅰ型或Ⅱ型中却罕见；利用反射率划分油气生成带的界限也还有争论。这些问题都还有待于进一步研究。

镜质体的显微镜鉴定是从孢粉鉴定推演而来。在镜下鉴别孢粉的颜色同样可以反映其热演化变质程度，特别是在化学上孢粉比镜质体更接近腐泥，更可能提供油气生成阶段的可靠依据，所以孢粉碳化程度也是鉴别有机质成熟度的一个辅助标尺。

2.孢粉颜色和热变指数

沉积有机质在热演化过程中，随着化学组成逐渐向碳化方向变化，颜色会由浅变深。因此，可以根据有机质颜色的变化来判断变质程度。这种方法首先由C.C.M.古扎尔(Gutjahr，1966)提出，后由P.C.巴纳德(Barnard)和F.L.斯塔普林(Staplin)所完善。此法简便易行，得到了广泛的采用。

随着成熟度的增高，孢子花粉的颜色由浅黄—金黄—棕—褐—黑色，在棕—褐色的过渡恰好代表石油大量成熟的阶段。斯塔普林(1969，1974)提出了一种类似的标尺，名为"热变指数(TAI)"。将显微镜下所观察到的有机碎片（孢子、花粉、藻类，以及干酪根等等）的颜色划分为五个级别，从而确定有机质的演化变质程度和主要产物(见表2-4-6)。

石油、湿气和凝析气生成阶段的热变指数约介于2.5～3.7之间。为避免鉴别颜色的主观性，可将已知地区热变质程度制成标准变色图板，以资参考。

我国石油工业部石油勘探开发科学研究院根据古扎尔、斯塔普林和希包克的研究成果，综合其他指标订出"热变指示带"，以表示主要演化产物的界线(见表2-4-7)。

3.干酪根的颜色及H/C—O/C原子比关系

鉴于干酪根在油气生成各阶段中对成岩作用的影响很敏感，并在沉积物中广泛分布，除非遭受剥蚀影响，它总是普遍存在的，同沉积物的基质可能共生，所以，干酪根是研究有机质演化的温度—时间模式的一种良好标志。

表2-4-6　　　　热变指数及其演化特征（据F.L.Staplin，1969，修改）

热变指数	颜色	主要产物
1级—未热变质	黄色（新鲜）	干气
2级—微热变质	桔色	干气或湿气
3级—中等热变质	棕色或褐色	石油或湿气
4级—强热变质	黑色	凝析气或湿气
5级—严重热变质	黑色(岩石也有变质)	干气

表2-4-7　　　　热变指示带（据石油勘探开发科学研究院，1977）

热变指示带	孢子化石颜色	荧光	固定碳	成熟度	油气产状	
第一指示带—黄色带	黄色	强	<50	未	未大量生成烃类	可以有气
第二指示带—桔色带	琥珀至桔色	中等	58～65	成熟	大量生成烃类物质	可以有油有气
第三指示带—棕色带	棕色	较弱	65～69	成熟		
第四指示带—黑色带	暗棕至黑，形态可辨	微弱	69～92	碳化	长期高温条件下，挥发物(CO_2、H_2S、H_2O等)都已排出，仅剩残余碳	可以生气
第五指示带—消光带	黑色，形态难辨	无	>92	碳化		气亦少见

根据干酪根的颜色结合 H/C—O/C 原子比关系图，可有助于判断干酪根向石油和天然气转化的成熟程度。随着热成熟作用的增进，样品颜色由黄色变为暗褐色至黑色。其中从暗褐色至深暗褐色的转变标志着最大量生成正烷烃的区间，这时残渣的 H/C 原子比约为 0.80±0.05，视活化能约为 45000±5000 卡/克分子。从美国南加利福尼亚滨外唐讷盆地近代沉积物中取得的干酪根，在实验室不同温度和时间下加热进行了元素和颜色分析。将样品不同的加热时间、温度(即 lnt 对 1/T 的关系)和鉴定的颜色标在图 2-4-3 上，即可绘出干酪根颜色的阿伦纽斯型图，各色区之间以直线分隔，从直线的斜率可以计算出每种颜色转变所需的视活化能。在图 2-4-3 每条直线上取任意两点，根据阿伦纽斯方程式

$$\ln K_2 = \ln K_o - E_a/RT_2 \qquad \ln K_1 = \ln K_o - E_a/RT_1$$

式中　K_1、K_2——两点的速率常数；

K_o——频率因子；

E_a——视活化能；

R——气体常数；

T——绝对温度，°K。

两式相减，即得

$$\ln K_2 - \ln K_1 = -\frac{E_a}{R}\left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_1}\right)$$

或

$$E_a = R\left(\frac{T_1 T_2}{T_2 - T_1}\right)\ln\left(\frac{K_2}{K_1}\right) \qquad (2\text{-}3\text{-}6)$$

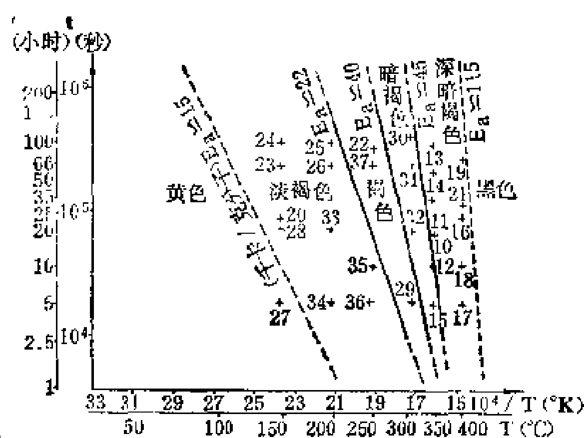


图2-4-3　唐讷盆地干酪根颜色的阿伦纽斯型图
图中10至36表示样品号（据K.E.Peters等）

速率常数K，可由一级反应方程式积分（见前2-3-2式）求得

$$K = K_0 e^{-E_A/RT} = \frac{1}{t}\ln\frac{C_A^0}{C_A}$$

式中$\frac{C_A^0}{C_A}$是在时间 t 时的反应物浓度范围。

图 2-4-3 上的直线是干酪根转化程度相同点或$\frac{C_A^0}{C_A}$相同数值的联线；因此

$$\frac{K_2}{K_1} = \frac{\frac{1}{t_2}\ln\frac{C_A^0}{C_A}}{\frac{1}{t_1}\ln\frac{C_A^0}{C_A}} = \frac{t_1}{t_2} \tag{2-3-7}$$

将(2-3-7)代入(2-3-6)式，即得

$$E_a = R\left(\frac{T_1T_2}{T_2 - T_1}\right)\ln\left(\frac{t_1}{t_2}\right) \tag{2-3-8}$$

根据(2-3-8)式可知，只要知道图2-4-3每条直线上任意两点样品的受热温度和时间，即可求出从一个色区向另一色区转化时所需的视活化能。现以图中暗褐色区到深暗褐色区的转化为例：

$$E_a = 1.99\text{卡/克分子}°K\left(\frac{625°K \times 585°K}{585°K - 625°K}\right)\ln\left(\frac{3.6\times10^4\text{秒}}{4.2\times10^5\text{秒}}\right)$$

$$\cong 45 \pm 5\text{千卡/克分子}$$

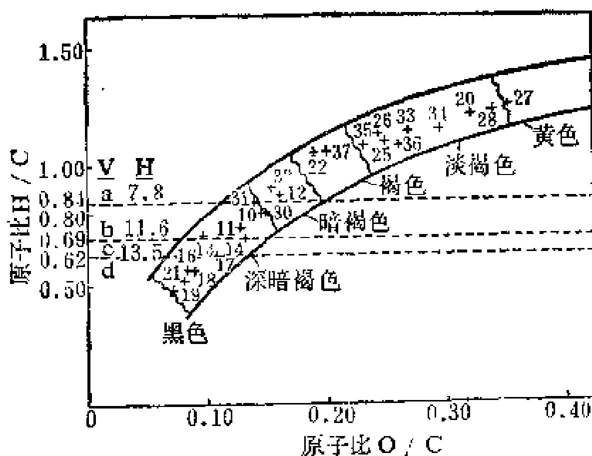


图2-4-4 唐讷盆地干酪根热演化同V.H.比较图
(据 K.E.Peters 等)
V：瓦萨也维奇（Вассоевич）等（1970）的"主要生油期"标尺；
a—未成熟甲烷；b—石油；c—湿气和凝析气；d—深变质甲烷
H：胡德（Hood）等（1975）的有机变质阶段标尺

式中 T_1——625°K±2°K；
T_2——585°K±2°K；
t_1——3.6×10^4秒；
t_2——4.2×10^5秒。

将干酪根的鉴定颜色放在 H/C 对 O/C 原子比的座标图上(图2-4-4)，并注明 H.Б.瓦萨也维奇(1970)的"主要生油期"标尺和 A.胡德(1975)的有机变质阶段标尺，即可看出"主要生油期"发生在干酪根残渣的 H/C 原子比介于 0.84～0.69 之间，相当于实验加热唐讷盆地干酪根的暗褐色至深暗褐色区之间。

应该指出：在不同地质条件的地区，干酪根类型会有区别，其热成熟特征可能出现在不同的 H/C 原子比范围。如美国西内部盆地二叠系含磷组的黑色页岩反映出三个不同的成熟阶段：A.热未成熟沉积物：干酪根为黄—褐色，H/C＞1.1，重烃(C_{15}^+)/有机碳和氯仿沥青含量都呈现低值；B.热成熟沉积物：干酪根为褐—暗褐色，H/C介于1.1～0.6，烃含量大于有机碳的含量 1%；C.早期变质沉积物：干酪根为褐黑—黑色，H/C 介于 0.6～0.4，烃含量小于有机碳的含量 0.2%。估算约有 2.4×10^9 百万吨石油重烃已经生成并从含磷黑色页岩中运移出来。由此可见，各地区尚需注意总结各自的经验数据范围。

4. 正烷烃分布特征和奇偶优势比

正烷烃分布系指石油或岩石抽提物中不同碳原子数正烷烃的相对分布。它是生油岩地球化学研究的一个重要方面，是表征各类沉积物中有机质和原油的组成特征的主要内容之一。它不仅是生油岩的成熟度指标，而且还可用于追踪油源和计算生油量。所研究的碳数范围已从原来的 C_{15}以上馏分，扩展到全馏分。

石油所含 C_{15} 以上正烷烃可能主要来自生物的脂肪酸，它是一切生物的重要成分，主要存在于脂肪和蜡中的脂肪酸的碳原子数包括 4 至36，常具偶数碳原子优势。J.E.科珀和 E.E.布雷(Cooper & Bray, 1962、1963)研究了各种近代、古代沉积物和油层水或石油中的脂肪酸与正烷烃分布，发现一方面脂肪酸的偶碳优势随沉积物年龄和深度的增加而减弱，但在油层水中脂肪酸则平滑分布(图 2-4-5)；另一方面 C_{27}～C_{37} 正烷烃的奇碳优势随沉积物年龄和深度的增加而减弱，而在石油中正烷烃则呈平滑分布（图 2-4-6)。脂肪酸偶碳优势消失与正烷烃奇碳优势消失并行，暗示沉积物中形成 C_{15} 以上正烷烃的过程同脂肪酸的演变密切相关。1966 年 K.A.克文沃尔顿(Kvenvoldon)的研究结果也证实了上述观点，发现在不同环境的近代沉积中所含正脂肪酸分布很相似，以 C_{16}最丰，其次是 C_{24}～C_{28}的偶碳脂肪酸；正烷烃则以 C_{27}～C_{31} 奇碳范围最丰。而古代岩石中正脂肪酸或正烷烃的奇、偶碳数丰度都近于相等。E. 埃斯马和 J. W. 贾格 (Eisma & Jurg, 1969) 的模拟试验更证明与页岩共存的正脂肪酸热解去羧基可以生成正烷烃。

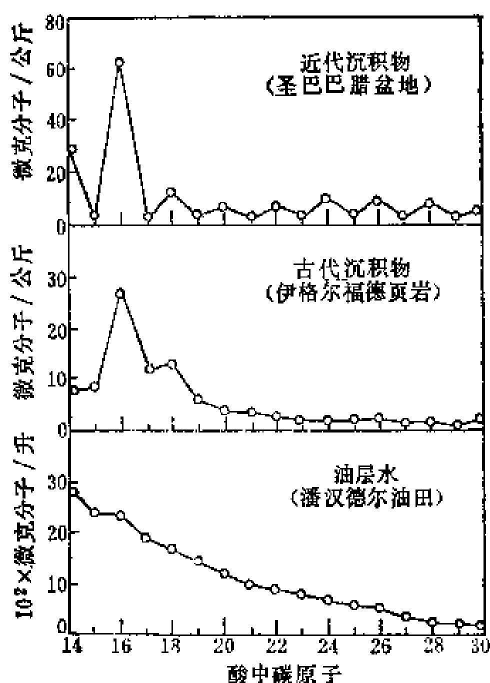


图2-4-5 近代、古代沉积物和油层水中脂肪酸的分布
(据 J.E.Cooper & E.E.Bray)

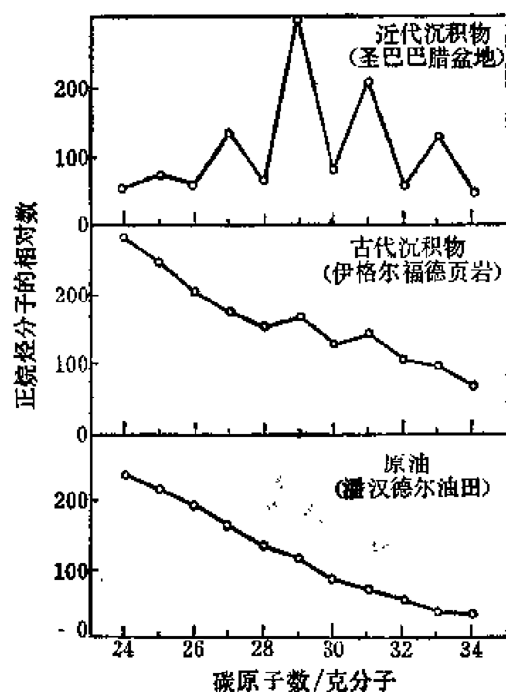
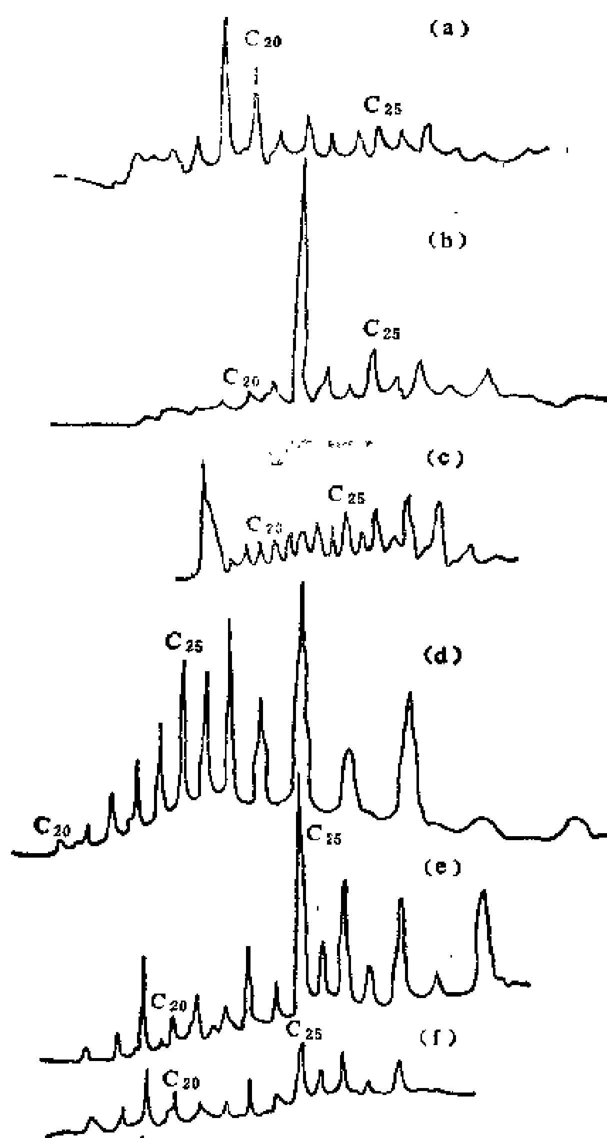


图2-4-6 近代、古代沉积物和原油中正烷烃的分布
(据 J.E.Cooper & E.E.Bray)

由于沉积有机质的成熟转化是一个热降解过程，随着热演化作用的加强，氧、硫、氮等杂元素含量显著下降，正烷烃的低碳组分含量增多，因此，正烷烃分布曲线(或峰顶联线)显示主峰碳碳数较小、曲线平滑且尖峰特征明显，代表成熟度高，在图 2-4-7 和 2-4-8 中反映出未成熟与成熟样品正烷烃分布曲线具有明显区别。



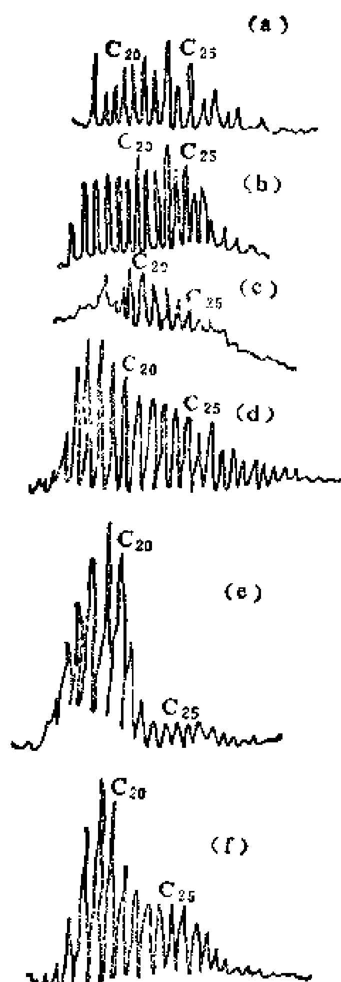


图2-4-7　近代沉积物正烷烃色谱图（据地质部石油地质中心实验室）

(a)—海洋淤泥；(b)—海洋淤泥；(c)—青海湖淤泥；(d)—土壤，深4米；(e)—草潭泥炭土，深1～2米；(f)—草潭泥炭土，深4～5米

图2-4-8　古代沉积物正烷烃分布曲线（据中国科学院地球化学研究所等）

(a)—下第三系泥岩；(b)—白垩系泥岩；(c)—侏罗系香溪统煤系；(d)—三叠系嘉陵江组石灰岩；(e)—二叠系阳新统石灰岩；(f)—震旦系灯影组白云岩

石油或岩石抽提物中奇、偶碳原子正烷烃的相对丰度，称为正烷烃奇偶优势比。它有三种计算方法：

（1）碳优势指数（Carbon Preference Index），简称CPI，由布雷和埃文思（1961）、科珀和布雷（1963）提出。以$C_{29}H_{60}$为中心，将$C_{24}H_{50}$到$C_{34}H_{70}$的百分含量C_i代入下式求得：

$$CPI = \frac{\sum_{i=12}^{16} C_{2i+1}}{2}\left(\frac{1}{\sum_{i=12}^{16} C_{2i}} + \frac{1}{\sum_{i=12}^{16} C_{2i+2}}\right)$$

或

$$CPI=\frac{1}{2}\left[\frac{C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33}}{C_{24}+C_{26}+C_{28}+C_{30}+C_{32}}+\frac{C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33}}{C_{26}+C_{28}+C_{30}+C_{32}+C_{34}}\right]$$

由于C_{24}～C_{34}正烷烃的重量百分数常随碳链增长而骤减，而上式的分子、分母都是由nC_{24}附近的几个正烷烃所决定，因而CPI差别就不明显。并且高碳数正烷烃往往出不到nC_{34}或含量极少，计算时只能用少于11个峰的数据，误差大。所以目前渐少用CPI而趋向于应用下述方法。

（2）奇偶优势(Odd-Even Predominance)，简称OEP，由R.S.萨兰和J.E.史密斯(Scalan & Smith, 1970)提出。取主峰碳前后5个相邻正烷烃的重量百分数，按下式计算来表征奇、偶碳原子正烷烃的相对丰度

$$OEP=\left[\frac{C_i+6C_{i+2}+C_{i+4}}{4C_{i+1}+4C_{i+3}}\right]^{(-1)^{i+1}}$$

式中　i——5个相邻正烷烃中的最低碳数。

此法计算奇偶优势对整个正烷烃系列的相对丰度虽不太精确，但在划定的奇偶比范围内，却是一个更精确的计算方法。

（3）正烷烃成熟指标(Normal Paraffin Maturity Index)，简称NPMI，由G.T.菲利皮(Philippi, 1965)提出。只用C_{28}、C_{29}、C_{30}三个馏分按下式计算：

$$NPMI=\frac{2C_{29}}{C_{28}+C_{30}}$$

此法的优点是计算简便，对近代沉积和海相沉积效果较好。因为近代沉积高碳数含量高且奇碳优势明显；海相沉积主峰在C_{19}、C_{20}或C_{22}，但高碳数仍有奇碳优势，计算结果比OEP值更好。缺点在于只反映高碳数馏分，对较成熟的样品效果差。

由上可知，CPI和NPMI值的计算都有固定的碳数范围，但前者考虑的范围更大；OEP值因对象的主峰碳位置不同而出现差异。因此三种方法计算结果会有差别。一般说来，随成熟度增高差异缩小，所以它们的差别按下列顺序增加：原油＜沉积岩＜近代沉积物。目前国内多采用OEP值，国外仍然并用OEP和CPI，NPMI少用。

在近代沉积物中，奇碳正烷烃有明显优势，CPI值均匀分布在2.4～5.5之间，因为生物体内最丰富的正烷烃一般是C_{27}、C_{29}、C_{31}和C_{33}，存在明显的奇碳优势；而在原油中只有微弱的奇碳优势。随埋藏深度的加大，至热催化生油气阶段，干酪根热降解产生没有奇数或偶数碳优势的新正烷烃，逐渐冲淡原来的分子，CPI值就从近代沉积物中的5.5高值降至主要生油带的1±。所以，在岩石的有机抽提物中，正烷烃奇偶优势比＜1.2，即奇碳正烷烃占优势，代表岩石中的有机质向石油转化程度高，可列为生油岩。这项指标在鉴定粘土岩类生油岩时效果较好，对碳酸盐岩效果较差。现将我国近代和古代沉积物中正烷烃分布特征分别列入表2-4-8和表2-4-9中。

由表2-4-8、2-4-9可知：在生物和近代沉积物nC_{15}^{+}中奇碳分子占优势；而在古代沉积岩和原油中这种优势消失，反映正烷烃奇偶优势比随演化发展而降低。在近代沉积物nC_{15}^{+}中该比值还与原始有机质类型有关，陆相的大于海相的，沼泽相的大于湖泊的，表明随腐泥型有机质比例的增加，奇偶优势比值降低。由此可以推论：在古代沉积岩nC_{15}^{+}中，这项比值既与演化程度有关，也同原始有机质成分有关，含腐殖型有机质较多的，到成熟阶段OEP值仍可较高。煤系地层OEP值高，主要由于含腐殖型有机质多，生油效率低。但不论原始有机质来源如何，原油nC_{15}^{+}中奇偶优势比都接近于1。所以，在用正烷烃奇偶优势比鉴别生油

表2-4-8 **我国近代沉积物和生物正烷烃分布特征**

地　区	样品类型	CPI	OEP	主峰碳数	资料来源
南黄海	海底淤泥		1.24~2.38 (1.67)	C_{19}、C_{20}、C_{21}	地质部石油地质综合研究大队
东　海	海底淤泥	1.35		C_{22}	胜利油田地质科学研究院
青海湖	湖底淤泥		6.2	C_{29}、C_{31}	中国科学院兰州地质研究所
	湖相沉积 (深40~126米)		1.6~3.8		
微山湖	湖底淤泥	2.00		C_{23}~C_{29} C_{17}~C_{21}	胜利油田地质科学研究院
山东东营	陆相土壤		1.74~2.59 (2.21)	C_{29}、C_{27}、C_{25}	地质部石油地质综合研究大队
广东遂宁	泥炭土(木本)		1.44~7.76 (3.12)	C_{23}~C_{29}	
东北蛟河	泥炭土(草本)			C_{25}~C_{31}	
	陆生植物 (含极少量C_{23}~C_{33})	5.1~9.2			中国科学院贵阳地球化学研究所
	海生动物(海绵、珊瑚、浮游生物)	1.0~1.4			
	现代沉积	2.4~5.5			

注：括号内系平均值。

表2-4-9 **我国古代生油岩正烷烃分布特征**

地　区	层　位	沉积相	主峰碳数	$\frac{C_{21}+C_{22}}{C_{28}+C_{29}}$	OEP	资料来源
松辽盆地	下白垩统嫩一段	较深一深湖相	C_{21}	3.6	1.17	大庆油田石油地质研究所
济阳坳陷	下第三系沙河街组	较深一深湖相	C_{23} 个别C_{21}、C_{18}、C_{20}		CPI1.32~1.45 个别0.65~0.99	胜利油田地质科学研究院
辽河坳陷	下第三系东营一沙河街组	较深一深湖相(23)	C_{23}~C_{29} 个别C_{18}~C_{22}	<0.6 (5) 0.6~1.2(13) 1.2~1.5(2) >1.5 (3)	0.9~1.2(1) 1.2~2 (7) 2~4 (12) >4 (3)	武汉地质学院
冀中坳陷	下第三系沙河街组	较深一深湖相(34)	C_{21}(4) C_{22}(6) C_{23}(13) C_{25}(8) C_{27}(8)	<0.6 (6) 0.6~1.2(14) 1.2~1.5(1) >1.5 (13)	0.9 (1) 0.9~1.2(15) 1.2~2 (10) >2 (8)	
鄂尔多斯盆地陇东地区	上三叠统延长组	较深湖相	长四 C_{21} 长三 C_{19} 长二 C_{20}~C_{27}		1.01 1.09 1.13	地质部石油地质综合研究大队
西南地区	震旦系一三叠系	海　相	C_{17}~C_{21} 少数C_{21}~C_{25} 个别C_{24}~C_{27}		<0.9 (3) 0.9~1.2(85)	武汉地质学院
甘　肃	石炭系奥陶系	海　相	C_{16}、C_{20}	1.7~3.1	1.02~1.08	
渤海湾地区	原　油	深湖相	C_{20}以上占优势		1.01~1.11	

注：括号内系样品数。

岩的成熟度时，要注意考虑原始有机质成分的影响。正烷烃 OEP 值还可用来阐明石油运移和计算生油量。

根据美国加利福尼亚和法国巴黎盆地的研究成果，还提出了饱和烃的另一标志"环烷烃指标"，系指在异构烷烃—环烷烃浓缩物的体积中，各类环烷烃的分布特征。多环环烷烃来自甾醇(Sterols)和三萜(Tritepenes)化合物，占浅处异构烷烃—环烷烃的大部分；至较深处它们逐渐被由于酪根降解生成的单环或双环环烷烃所冲淡。所以，在异构烷烃—环烷烃浓缩物的体积中，多环环烷烃越少，表示生油岩成熟度越高。

5.芳香烃结构分布指数

这项指标是E.E.布雷(1970)提出的，认为对粘土岩和碳酸盐岩生油岩都适用。在含18个碳原子(至少是10个碳原子)以上的芳香烃化合物中，芳核上两类初级氢原子数之比值，称为芳香烃结构分布指数。由于芳核上的氢原子不稳定，容易发生取代反应，所以通常将这种氢原子称之为初级氢原子或自由氢原子。布雷所指的Ⅰ类初级氢原子，系直接与芳核结构上碳原子相连接的至少一个而又不超过两个互相邻近的初级氢原子；Ⅱ类初级氢原子是指芳核结构上至少有四个而又不超过五个相邻的初级氢原子。例如，在蒽和菲的结构式中，中间的芳核属Ⅰ类(在菲中是相邻的，蒽则不相邻)，两侧的芳核属Ⅱ类。前者有两个初级氢原子，后者有八个初级氢原子。两种化合物的结构分布指数都是0.25。一般沉积岩抽提物的芳香烃结构分布指数都小于0.8；当达到0.8～1.4时，表示烃类已经成熟，即可列为生油岩。

在红外光谱特征上，上述两类初级氢原子丰度分别表现为12.4μ与13.4μ两个吸收峰，二者吸收强度的比值，即A12.4μ/A13.4μ，相当于波数比$810cm^{-1}/750cm^{-1}$，也就是芳香烃结构分布指数。经我国的多年应用，发现人们对这项指标的理解尚有值得商榷的地方。关键是12.4μ与13.4μ的光谱归属问题，地质部石油地质中心实验室何志高指出：12.4μ的红外光谱归属不是芳核上1～2个相互邻近的初级氢原子，而是2个相互邻近的初级氢原子，非"2个"($810cm^{-1}$峰)不可，"1个"不属此类；芳核上处于"对位"的2个初级氢原子(870～$850cm^{-1}$)不是相互邻近，也不能列入Ⅰ类初级氢原子。在上述蒽和菲两种化合物中，菲的中间芳核有2个相邻的初级氢原子，存在$810cm^{-1}$吸收峰；而蒽的红外光谱图上根本没有12.4μ($810cm^{-1}$)吸收带(图2-4-9)，因此上面计算的结构分布指数也存在问题。至于13.4μ归属于芳核上4～5个相互邻近的初级氢原子，这对单环芳香烃和联苯适用，但对稠环芳香烃来讲，不可能有5个相互邻近的初级氢原子，宜将13.4μ归属于4个相邻初级氢原子较妥。由上看出，根据红外光谱吸收强度12.4μ/13.4μ或波数$810cm^{-1}/750cm^{-1}$的比值计算芳香烃结构分布指数可能更容易消除由于错误理解而带来的偏差。看来这项指标尚值得进一步研究。

6.自由基含量

一分子或分子的一部分，正常的化学键被破坏而产生的不配对自由电子，称为自由基。由于存在不配对电子，物质就具有顺磁性。物质的自由基含量越大，其顺磁磁化率也就越大。这种现象可用电子顺磁共振波谱仪来测定，其单位用每克有机碳中的顺磁磁化率表示，如$X_p \times 10^{-8}$/克$_{有机碳}$。自由基含量(N)与顺磁磁化率(X_p)的关系是$N = X_p \times 4.75 \times 10^{26}$。

在沉积岩分散有机质和石油、沥青、煤中广泛存在着自由基，稳定的有机自由基往往与芳核结构有关。干酪根中出现自由基是分裂键的结果。例如在一个芳核上，一个烷链取代基的消失，就产生自由基，直到两个分子碎链重新化合为止（可同一个氢原子或同另一个烷链化合)。所有干酪根都可给出电子顺磁共振(ESR)信号，在室温条件下，其顺磁磁化率X_p约介于10^{-10}至5×10^{-8}emuCGS(电磁单位)/克$_{有机碳}$，相当于自由基浓度约为5×10^{16}至2.5×10^{19}/克。

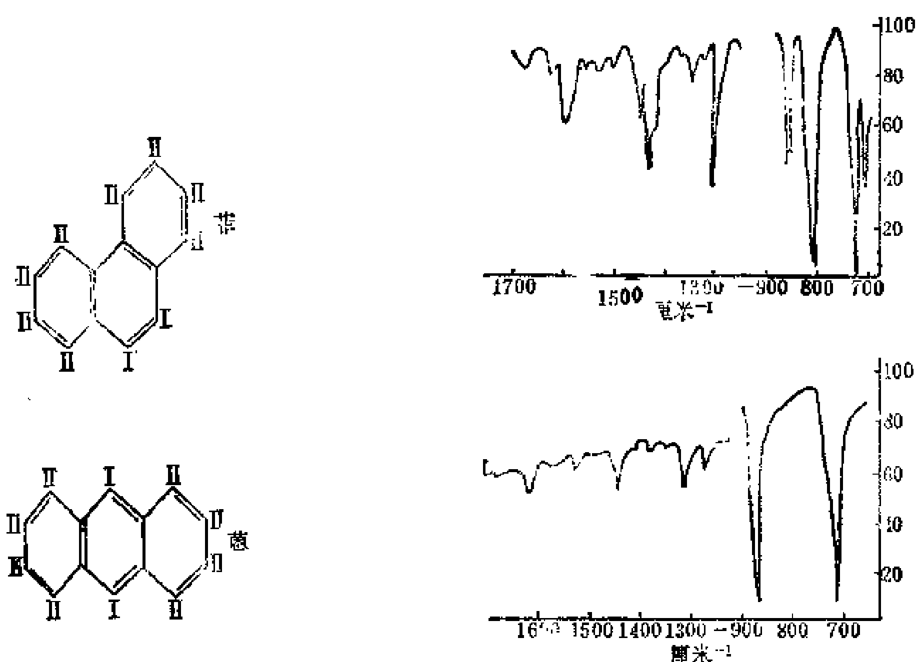


图2-4-9 蒽、菲结构与红外光谱对比（据何志高，1978）

在有机质的天然降解过程中，生成低分子量挥发性产物（CO_2、H_2O、CH_4等），同时每个化学键破裂产生一个不配对电子。后来发生新电子配对和键重新排列，氢原子取代母质脂肪族链或芳环上不配对的官能团。但是，很多自由基仍残留下来；既不能通过固体物质移动，也不能重新化合，它们就成为相对稳定的自由基。随着有机质的埋藏深度加大，热演化程度增强，其中的自由基含量也就增多，直到大约相当于镜质体反射率为2的一定演化阶段时，顺磁性最强（图2-4-10）；但到变生作用阶段，有机自由基加速配对，自由基含量明显下降，甚至趋于零。所以，在一定范围内，自由基含量可以作为有机质成熟作用的一项指标，并能推算沉积岩在历史上经受过的最高温度。

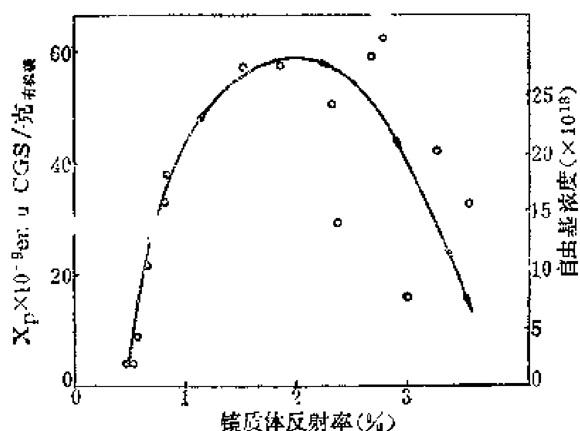


图2-4-10 室温条件下镜质体反射率与顺磁磁化率X_p的对比关系（杜阿拉盆地干酪根，据A. Marchand & J. Conard, 1980）

B.蒂索通过镜质体反射率（R_o）和电子顺磁共振（ESR）研究了干酪根在埋藏过程中的演化情况，如图2-4-11所示。样品取自巴黎盆地下托尔阶和北撒哈拉盆地志留系的Ⅱ型干酪根，随着演化程度加强，在红外光谱曲线上，C=O基由于形成CO_2和H_2O而逐步消失，直链烷基—CH_2—CH_3由于形成烃类而逐渐配对；与此相应，镜质体反射率由0.5%增至3.1%，顺磁磁化率则由2.5×10^{-9}增至15.5×10^{-9}CGS电磁单位。

图2-4-12表示喀麦隆杜阿拉盆地上白垩统Ⅱ型干酪根中顺磁磁化率随埋藏深度的变化。在2500～4000米深度范围内，自由基含量最多、顺磁磁化率达到高峰，这表明处在石油、湿气和凝析气的大量生成阶段。随着深度继续加大，热变质作用加强，烃类向两极演

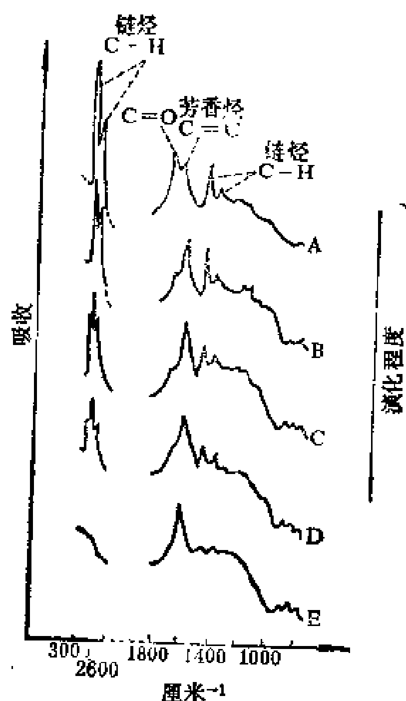


图2-4-11　干酪根在埋藏过程中的演化（据B.Tissot，1975）

A—巴黎盆地下托尔阶，Fecocourt，最大埋深600米，$R_o=0.5\%$，$X_p=2.5\times10^{-9}$；
B—巴黎盆地下托尔阶，Essises，最大埋深2540米，$R_o=0.6\%$，$X_p=3.6\times10^{-9}$；
C—北撒哈拉盆地志留系，Di-23，$R_o=0.8\%$，$X_p=8\times10^{-9}$；
D—北撒哈拉盆地志留系，N12，$R_o=1.3\%$，$X_p=7.1\times10^{-9}$；
E—北撒哈拉盆地志留系，OR1，$R_o=3.1\%$，$X_p=15.5\times10^{-9}$

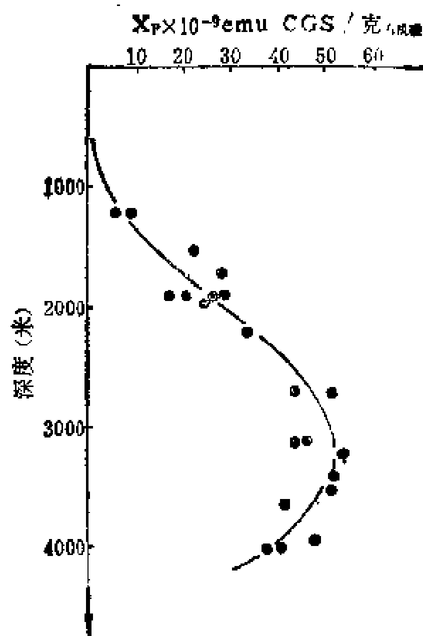


图2-4-12　杜阿拉盆地上白垩统Ⅲ型干酪根中顺磁磁化率随埋藏深度的变化（据B.Tissot，1977）

化，生成高温甲烷和高度碳化产物，自由基含量会骤减乃至消失。

应该指出：天然物质中有机自由基的形成及其顺磁共振性质的变化，还常常受干酪根的类型、地温梯度、岩石中的放射性元素、岩浆活动及构造运动等因素的影响。所以，在解释自由基含量变化时，最好同其他成熟度指标配合使用。

W.K.塞弗特(Seifert，1978)推荐用$C_{27}H_{46}$三萜烷的两个立体异构物来研究有机质成熟度。18α(H)22，29，30-三降藿烷和17α（H）22，29，30-三降藿烷分别代表稳定的（T_s）和易成熟的(T_m)化合物，利用T_m/T_s的比值可提供成熟度信息，成熟度越大则T_m/T_s比值越小。我国石油化工科学研究院汪燮卿等(1980)采用此法研究了鄂尔多斯和松辽盆地原油及生油岩的成熟度，取得了较好结果。鄂尔多斯盆地上三叠统比下侏罗统的成熟度高，松辽盆地下白垩统原油的成熟度比鄂尔多斯盆地要低些。

此外，煤的牌号、定碳比、芳香烃碳数分布特征等在国外也有用作有机质成熟度指标的，这里不再赘述。

三、烃类转化效率的研究

随着埋藏深度加大，沉积有机质达到成熟转化成石油和天然气。但是，不同类型有机质，由于其原始化学组成千差万别，因而向烃类转化的效率也会相差很大。评价一种生油岩的优劣，除从有机质丰度和成熟度方面研究外，还应该注意研究烃类转化效率。目前国内外常用的烃类转化效率指标大致有下列几种：

1.可溶性沥青含量及其组分组成

岩石中溶解于有机溶剂的物质，称为可溶性沥青。这些溶剂可以是氯仿、石油醚、苯、酒精、丙酮等等。有机溶剂从单位重量岩样中抽提出来的沥青重量，即为可溶性沥青含量。现在，应用最广的有机溶剂是氯仿，其抽提物常称为氯仿沥青“A”或氯仿抽提物。氯仿沥青“A”的组分包括油质、苯胶质、酒精—苯胶质和沥青质。前两者为还原性—中性组分，后两者为酸性组分。还原性—中性组分含量高的岩石，可定为生油岩。

溶于石油醚而不被硅胶吸附的沥青部分，即为油质。在氯仿沥青中，油质含量约占20～50%，尤其在腐泥型有机质中数量较多。油质基本上由烃类组成，在腐泥型有机质中，油质所含烃类85%是脂肪族化程度高的烷烃—环烷烃；而在腐殖型有机质中，油质所含环烷—芳香烃稍多于烷烃—环烷烃。

用石油醚、苯和沥精—苯从硅胶解吸的沥青产物，统称胶质。在有机质转化的早期，胶质含量在氯仿沥青中约占 25～55%（腐泥型）和 75～80%（腐殖型）。因所用有机溶剂不同，胶质可区分为苯胶质（中性，富含氢，用苯解吸的产物）和沥精—苯胶质（较酸性，含硫、氮、氧等杂元素相当多，用酒精—苯解吸的产物）。在苯胶质中烃类含量可达 23%。

溶于氯仿但不溶于石油醚的沥青部分，即为沥青质。高分子化合物含量较多，分子量较大。在电子显微镜下，沥青质呈胶状颗粒，直径 100 至 300Å（埃，即 0.00001～0.00003 毫米），是由稠环芳香烃和烷基侧链组成的复杂结构。若将这种胶状颗粒视为一个分子，其分子量约为 37000～1000000。沥青质含量在腐殖型有机质中比腐泥型要多 1.5～2 倍。

因此，在可溶性沥青中，油质和苯胶质含量高，烃类转化效率也高；反之，若酒精—苯胶质和沥青质含量高，转化效率则低。由此可知，腐泥型有机质向烃类转化效率会比腐殖型有机质高。

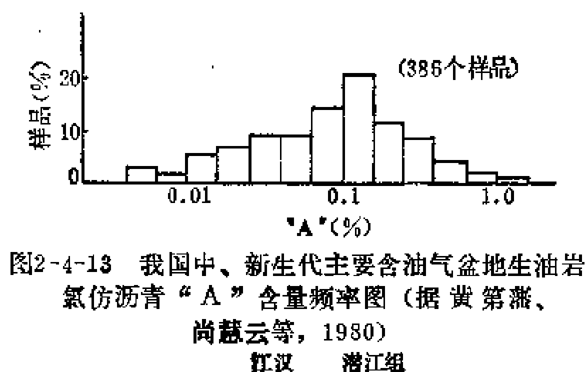


图2-4-13 我国中、新生代主要含油气盆地生油岩氯仿沥青“A”含量频率图（据黄第藩、尚慧云等，1980）

我国中、新生代主要含油气盆地生油岩氯仿沥青“A”含量多在0.1%左右（图2-4-13），低于0.01%则不利于生油。现选择有代表性的陆相含油气盆地，将其生油岩氯仿沥青“A”的组分和元素组成归纳成图2-4-14。

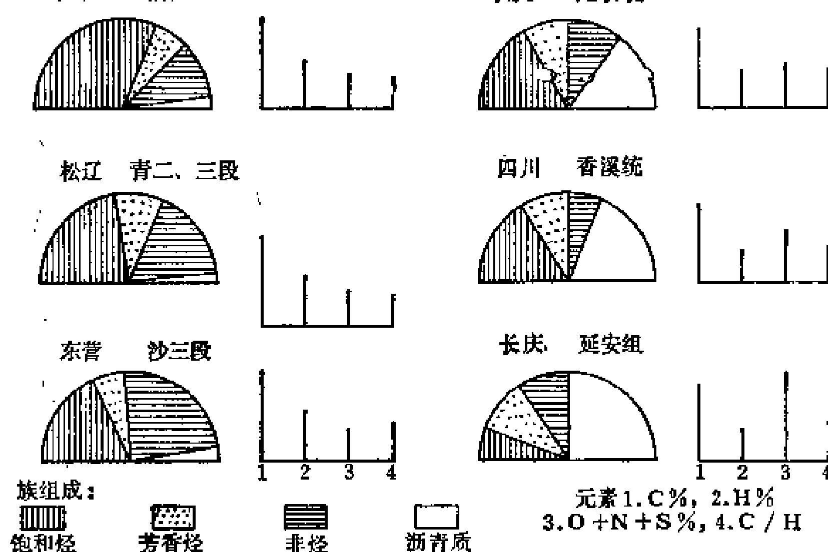


图2-4-14 我国若干陆相盆地生油岩氯仿沥青“A”的组分和元素组成（据黄第藩、尚慧云等，1980，修改）

可溶性沥青/有机碳的比值，称为沥青化系数，是常用的转化效率指标之一。在近代沉积物中，转化效率较低，氯仿沥青“A”/有机碳的比值低于5％，例如，我国长江三角洲淤泥为0.1％，南黄海淤泥平均3％，青海湖湖底淤泥和更新统泥质沉积的平均值分别为3.9％和7.4％。一旦进入成熟阶段，氯仿沥青“A”转化率迅速增加，可达10％以上。从初熟到成熟沥青化系数可以增长一倍以上，表明干酪根迅速降解，生成大量氯仿抽提物。至过熟阶段，干酪根生油潜力枯竭，已生成的抽提物进一步热裂解，沥青化系数可减至成熟期的1/3或更小。

2.烃类含量及其族分组成

系指可溶性沥青中的总烃含量及其中的烷族、环烷族、芳香族烃的含量。总烃含量高、正烷烃含量也高，表明有机质向石油转化程度高；反之，若非烃＋沥青质含量高，则说明转化程度低。

烃类热裂解的主要产物是饱和烃，尤其正烷烃更占突出的地位，异构烷烃和环烷烃所占比例逐渐减小。当有机质演化到成熟阶段后，由于干酪根降解生成的芳香烃愈益减少，饱和烃/芳香烃比值会逐渐增大。烷烃热裂解的主要产物是低碳数正烷烃；环烷烃进一步裂解主要是开环、断链，形成环数较少的简单环烷烃；芳香烃热解的主要反应是侧链断裂，聚合成高碳数稠环芳香烃，最终碳化。

表2-4-10列举了我国中、新生代主要含油气盆地生油岩的总烃含量。好生油岩的总烃含量较高，一般在1000ppm以上，如松辽盆地下白垩统青一段、黄骅拗陷下第三系沙三段、泌阳凹陷下第三系核桃园组等。较好生油岩总烃含量在500ppm以上，低于100ppm者属非生油岩。

表2-4-10　　我国中、新生代主要含油气盆地生油岩总烃含量

（据尚慧云、李晋超、1981）

盆地（拗陷）	层　　位	岩　　性	总烃含量 ppm
柴达木	下第三系	灰、深灰色泥岩	604
黄骅	下第三系沙三段	褐灰、深灰色泥岩	800～1470
济阳	下第三系沙三段	褐灰、深灰色泥岩	1060
泌阳	下第三系核桃园组	灰、深灰色泥岩	1172
江汉	下第三系潜江组	灰、深灰色泥岩	1217
松辽	下白垩统青一段	黑色泥岩	1740
酒泉	下白垩统	灰黑、灰绿色泥岩	260～1315
鄂尔多斯	侏罗系延安组	深灰、灰黑色含碳质泥岩	400～500
鄂尔多斯	三叠系延长统	深灰—黑色泥岩	552
四川	侏罗系自流井统	黑色泥岩、介壳泥岩	245～7464
四川	三叠系香溪统	黑色含碳质泥岩	50～985

总烃/有机碳的比值，称为烃类转化系数，是一项更为重要的烃类转化效率指标。在近代沉积中，烃含量变化大，总烃/有机碳比值小，我国南黄海和青海湖的近代沉积中烃类转化系数一般都在0.5％左右。进入成熟阶段，有机质大量成熟生成烃类，烃类转化系数迅速增大，在我国陆相生油岩中变化范围大，介于0.52～23％之间，门限值约为3％；由未熟到

成熟期，约可增长数倍至数十倍；到过熟阶段，烃类转化系数也会降低，这可能同生成的气态烃大量逸散损失有关。

此外，还可采用与烃类转化系数相似的烃类族分的转化系数：饱和烃/有机碳、正烷烃/有机碳、芳香烃/有机碳，以便进行更深入的研究。

综上所述，在热演化过程中，沥青化系数、烃类转化系数和族分组成都有一定的变化规律。在未熟阶段：沥青化系数、烃类转化系数和总烃含量都低，非烃高，沥青质变化大；到成熟阶段，转化率都剧升，非烃降低，沥青质变化小；进入过熟阶段，转化率降低，非烃降低至消失，而沥青质却不断升高。我国不同类型生油岩有机质组成在不同演化阶段的变化详见表2-4-11。

表2-4-11　　我国不同类型生油岩有机质组成的热演化

（据地质部石油地质中心实验室，1978）

演化阶段及生油岩类型			抽提物/有机碳 %	总烃，%	非烃+沥青质，%	烃/有机碳，%
未熟阶段（现代沉积）			<5	<15	>85	<0.6
成熟阶段	碳酸盐岩生油岩		>15	>50	<50	>10
	粘土岩	好生油岩	>9	>40	<60	>5
		中等生油岩	5～9	25～40	60～70	～5
		差生油岩	<5	<25	>70	<1
		膏盐沉积生油岩	高，>15	低(20+)，有时芳>饱	>75	高，2～10
		煤系地层生油岩	一般5～6	<20，芳>饱	沥青质>非烃	<1
过熟阶段（初期）			降低，(可<5)	基本不变	非烃↘，沥青质↗	降低（1～2）

由表2-4-11可知，在研究烃类转化效率时，还要考虑原始有机质类型对它的影响。腐泥型原始有机质通常向烃类转化效率高，不但总烃和转化系数高，并且饱和烃大于芳香烃、非烃大于沥青质；而煤系地层则相反，沥青质和芳香烃显著高值，皆同腐殖型原始有机质有关。

在海相与陆相沉积中，有机质热演化趋势基本相同，但有机质丰度、组成和烃类转化效率却有很大区别。如表2-4-12所示，古代泥岩与碳酸盐岩中，烃含量虽差不多但烃类转化系数却相差很大。此乃在不同沉积环境下原始有机质类型不同和碳酸盐岩成岩过程中有机质的丢失所致。

表2-4-12　　古代沉积物中有机质含量（据H.M.Gehmen，1962）

岩石类型（样品数）	有机碳(ppm)	烃(ppm)	烃/有机碳（%）
泥岩（1066）	11400	96	0.84
碳酸盐岩（346）	2400	93	4

根据上述各项指标的意义，地质部石油地质中心实验室将生油岩的基本指标界线规定如表2-4-13。这些指标界线只是就生油岩本身的生油潜力而言，在评价一个含油气盆地或地区时，还要综合考虑生油层的地质特征，如厚度、岩相、分布范围等等。

四、油源对比的研究

表2-4-13　　　　生油岩基本指标（据地质部石油地质中心实验室，1978）

生油岩类型		有机碳，ppm	氯仿沥青，ppm	烃含量，ppm	烃/有机碳，%
海相碳酸盐岩		1000	100	60	1～5
陆相	粘土岩 好生油岩	>10000	>1000	>500	> 5
	中等生油岩	5000～10000	500～1000	100～500	1～5
	差生油岩	3000～5000	200～500	60～100	< 1

在任何含油气盆地的勘探与开发过程中，无论是遇见地面或井下油气显示，还是正在开发的油藏，都需要进行油源对比的研究，包括原油—原油和原油—生油岩两方面内容，以便查明盆地内含油层与生油层的关系，确定生、储、盖组合的产能及分布特征，了解油气运移的方向和途径，这对在含油气盆地内科学地进行远景对比评价和勘探部署是非常重要的。

在油源对比研究中，日益广泛采用所谓“油源对比指标”，系指在原油与其生油岩中共同含有的，不受运移、热变质作用影响的化合物。这是根据对成分相似性的认识来追溯生成油气的母岩。既可以对比不同油层的原油是否属于同一来源，也可以对比原油与其生油岩的亲缘关系。进行油源对比一般应具备两个条件：

（1）在运移过程中，没有或很少有来自不同生油层的油气混杂。

（2）分布在岩石和原油中的特征化合物，性质稳定，在运移和热变质过程中很少或几无损失。

近几年来，国外一些学者将油源对比指标视为“地球化学化石”或“生物标记化合物”。1978年蒂索和威尔特将由植物或动物合成，在碳骨架保存过程中，未变化或只有较小后期变化的一种分子，称为“地球化学化石”。1979年亨特提出的“生物标记化合物”，系指存在于近代或古代沉积物和原油中，由活有机体形成的一种特殊碳结构或碳骨架。生物标记化合物必须具备下列条件：

（1）不能由非生物作用合成；

（2）具有良好的化学稳定性；

（3）骨架性质同生物合成结果有明显的重要关系；

（4）分子复杂性较大，似可表达更多的信息。

在进行原油—原油和原油—生油岩对比时，现已知道有下列生物标记化合物：

1.正烷烃分布：

（1）奇碳优势；

（2）偶碳优势。

2.异戊间二烯型烷烃：

（1）姥鲛烷/植烷的比率；

（2）姥鲛烷/正十七烷或植烷/正十八烷的比率；

（3）异戊间二烯型烷烃的光谱：C_{15}～C_{20}和C_{11}～C_{20}；

（4）姥鲛烷和植烷的立体化学；

（5）长链异戊间二烯型烷烃：C_{25}～C_{40}。

3.多环环烷烃指纹：

（1）三萜（藿烷，C_{27}～C_{35}）；

（2）甾烷；

（3）重排甾烷（Rearranged Steranes）；

（4）四甲基甾烷；

（5）四环萜（Tetracyclic Terpanes）；

（6）三环萜（Tricyclic Terpanes）。

4.芳香烃：

（1）甾族单芳核化合物（Steroidal Monoaromatic Compounds）；

（2）单芳核五环三萜（Monoaromatic Pentacyclic Triterpane）；

（3）倍半萜（Sesquiterpane）。

5.卟啉

在进行原油—原油对比时，还可采用总的性质的指标，如硫含量、V/Ni、$\delta^{13}C$、$\delta^{15}N$、$\delta^{34}S$、汽油范围的成分等等。

由于原油与生油岩中的化合物特征不会完全一致，变化程度较大，所以在进行油源对比时，必须将各项指标加以综合对比。上述各种指标，有些尚处在研究阶段，目前，在西欧应用C_{27+}甾烷族、异戊间二烯型烷烃、正烷烃分布特征及碳同位素等指标进行对比，取得了良好效果。在西德的对比研究中，认为C_{27+}甾烷族将会成为主要对比指标。我国鄂尔多斯、松辽、酒泉和渤海湾等盆地也已开展了这项研究工作。

1.C_{27+}甾烷族

C_{27+}甾烷族为四环、五环环烷烃，用色谱-质谱联用仪测定。测定质量范围介于质荷比m/e190～430，与气相色谱的温度263～310℃相对应。测出分子离子372、386、398、400、412、414和主要离子191、217的质谱。主要离子m/e191与五环系统（三萜烷同系物）m/e 398、412有关；m/e217与四环系统（甾烷同系物）m/e372（胆甾烷）、400（谷甾烷）、414（羊毛甾烷）有关。根据质谱图中的最高峰值（多为m/e191或217）计算出强度，然后算出各甾烷化合物的相对丰度，画出甾烷族相对分布图进行对比，找出原油与生油岩之间的亲缘关系。图2-4-15是法国J.康南利用甾烷和萜烷的分布特征对比海上钻井A在2898～2956米深处取得的原油与陆地露头岩样O、钻井S在2255米深处的岩芯，看出m/e191和217谱线的对比效果，以m/e191为更佳。在西德莱茵地堑盆地弗斯特油田专门利用甾烷进行了油源对比研究（图2-4-16），发现始新统原油（K—Y）与中侏罗世道格统Y层页岩生油层（K—1）特征近似，而侏罗系的其他两个生油层（K—2）、（K—3）与油样（K—Y）相差较大，从而确定了始新统原油来自道格统Y层。其分析数据详见表2-4-14。

汪燮卿等（1980）对鄂尔多斯和松辽盆地的油源对比研究获得了良好结果。以m/e191质

表2-4-14　莱茵盆地弗斯特油田地球化学数据表

样品号	地层时代		深度	镜质体反射率	甾烷族化合物相对含量					
			米	%	372	386	398	400	412	414
K—1	侏罗系生油岩	道格统Y层	200	0.55	7.2	11.3	5.7	16.0	5.0	9.1
K—2		里阿斯统ε层	75	0.52	5.2	6.1	5.2	8.0	7.1	7.7
K—3		里阿斯统β层	920	0.82	9.6	10.3	9.6	13.3	9.5	10.8
K—Y	第三系始新统原油		770		10.8	13.2	7.8	16.0	7.8	12.9

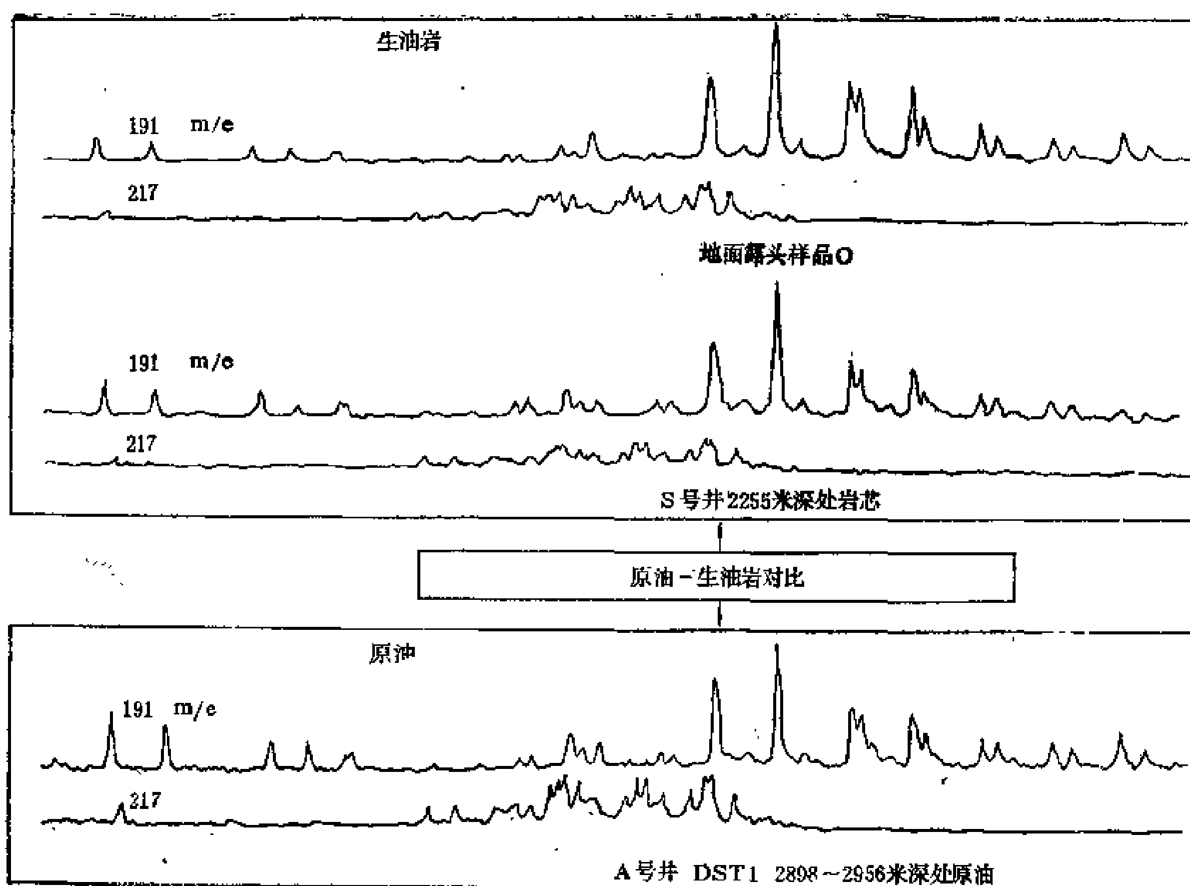


图2-4-15 利用甾烷和萜的分布特征对比原油与生油岩
（据J.Connan, 1980）

量色谱图各有关色谱峰代表C_{27}～C_{34}的三萜烷，并测定峰的相对强度代表各化合物的相对含量；对于甾烷用m/e217，以同样方法测定C_{27}～C_{30}范围的相对含量。根据甾烷和萜烷化合物的分布状况来考察每个原油与生油岩样品对的组成相关性(图2-4-17)，表明在鄂尔多斯

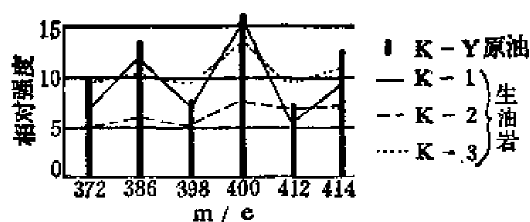


图2-4-16 莱茵盆地弗斯特油田甾烷分布图

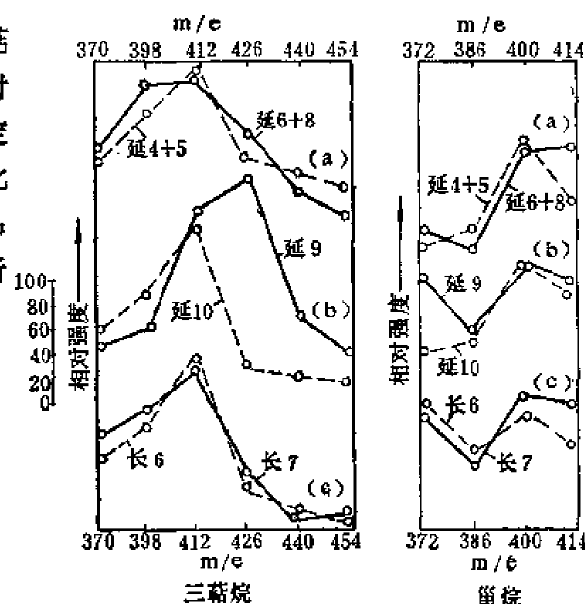


图2-4-17 鄂尔多斯盆地原油与生油岩的甾烷、三萜烷分布图（据汪蘅卿等，1980）
(a)—下侏罗统延安组延4+5原油—延6+8生油岩；
(b)—下侏罗统延安组延10原油—延9生油岩；
(c)—上三叠统延长组长6原油—长7生油岩
虚线—原油　实线—生油岩

盆地的三对原油—生油岩样品中，上三叠统长6—长7的相关性颇好，而下侏罗统延10—延9则不一致，另一对下侏罗统的延4＋5—延6＋8也有差异。与此相反，三个不同层位的原油样品，即长6、延10和延4＋5却非常相似。这些结果说明，三层原油可能都主要来自上三叠统，然后运移到不同时代的三层储集层中。松辽盆地两对原油与生油岩的相关性较清楚，两个原油样品也颇相似。

2.异戊间二烯型烷烃

这是一组由叶绿素的侧链植醇或类脂化合物衍生的异构烷烃化合物。在结构上有规则地每隔三个次甲基出现一个甲基侧链，很象是由若干个异戊间二烯分子加氢缩合而成，故称异戊间二烯型烷烃或异戊间二烯类烷烃。近十多年来，在原油和沉积物中陆续发现了C_9～C_{25}异戊间二烯型烷烃，大致可以分为：

2,6-二甲基烷烃类。如2,6-二甲基壬烷、2,6-二甲基癸烷、2,6-二甲基十一烷等。

2,6,10-三甲基烷烃类。如2,6,10-三甲基十一烷、2,6,10-三甲基十二烷、2,6,10-三甲基十三烷、2,6,10-三甲基十四烷等。

2,6,10,14-四甲基烷烃类。如2,6,10,14-四甲基十五烷(姥鲛烷)、2,6,10,14-四甲基十六烷(植烷)、2,6,10,14-四甲基十七烷等。

在异戊间二烯型烷烃中，以姥鲛烷和植烷最丰富且最稳定。它们几乎在每个原油和生油岩抽提物中都出现，运移作用又不会改变其相对含量，甚至在寒武纪和更早时期都存在，所以是研究原油与生油岩之间的关系，追踪石油运移途径的良好对比标志，国外称之为“指纹化石”。

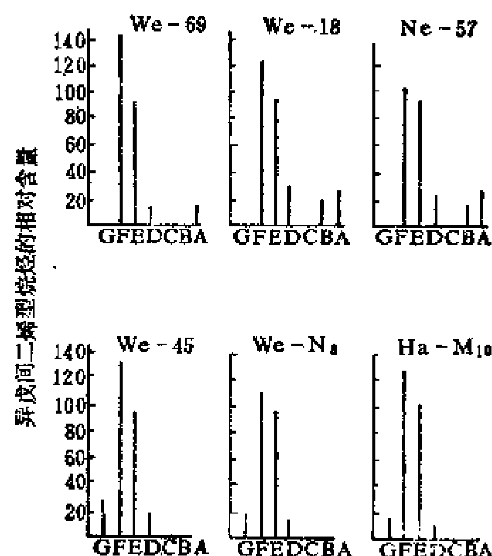


图2-4-18　北德意志盆地原油异戊间二烯型烷烃相对分布图

A—2, 6, 10-三甲基十二烷（法呢烷）；B—2, 6, 10-三甲基十三烷；C—2, 6, 10-三甲基十四烷；D—2, 6, 10-三甲基十五烷；E—2, 6, 10, 14-四甲基十五烷（姥鲛烷）；F—2, 6, 10, 14-四甲基十六烷（植烷），G—2, 6, 10, 14-四甲基十七烷

北德意志盆地六个样品根据7种异戊间二烯型烷烃的相对分布，辨认出2～3个油源（图2-4-18）。We-45、Ha-M_{10}、We-N 三个油样“指纹”特征相近：没有A、B、C三种，F最大，E次之，G、D较小，其油源属侏罗系道格统生油层。We-18和Ne-57两个油样“指纹”特征近似：没有C、G，F最大，E和A次之，B最小，油源属侏罗系里阿斯统。

D.H.威尔特利用姥鲛烷/植烷、非姥鲛烷/姥鲛烷、姥鲛烷/正十七烷、植烷/正十八烷、姥鲛烷＋植烷/正十七烷＋正十八烷等五种比值研究了世界若干国家的样品，追溯原油与生油岩的亲缘关系。通过计算机求得各对样品的平均值和标准偏差，原油与生油岩的偏差在±0.5范围内，属于好的对比值；偏差在±1.0范围内，定为较好对比值；否则，都划为无对比价值。表2-4-15综合了油源对比的效果，说明阿拉斯加(A)、德国西南部(K-3)、阿尔及利亚(O-1、O-2)等对样品的对比效果好，找到了亲缘关系；而美国俄克拉何马(N)、犹他(E)、怀俄明(F)的对比效果最差，未能确定亲缘关系。

J.康南利用姥鲛烷/正十七烷、植烷/正十八烷两项比值试图区分陆相与海相原油，获得

表2-4-15　　利用异戊间二烯型烷烃对比原油与生油岩关系的效果分析（据D.H.Welte，1975）

岩样—油样对应组号	地区	异戊间二烯型烷烃化合物比率				
		姥鲛烷/植烷	非姥鲛烷/姥鲛烷	姥鲛烷/正17烷	植烷/正18烷	姥+植/正17+正18
A	阿拉斯加	2	1	2	2	2
B	加利福尼亚	1	2	0	0	0
C	德国西南部	0	未定	1	0	2
D-1	德国西南部	0	1	2	0	1
D-2		2	1	2	0	2
E	犹他	0	1	1	1	1
F	怀俄明	2	0	0	1	0
G	厄瓜多尔	未定	未定	未定	未定	未定
H-1	德国西北部	0	0	2	2	2
H-2		0	0	2	2	2
K-1	德国西南部	1	1	0	1	0
K-2		2	2	0	0	0
K-3		1	2	2	2	2
L	得克萨斯	1	2	0	0	0
M	北达科他	0	2	2	2	2
N	俄克拉何马	1	1	0	0	0
O-1	阿尔及利亚	2	1	2	2	2
O-2		2	1	2	2	2
P-1	中澳大利亚	1	1	2	1	2
P-2		0	2	2	2	2

注：生油岩与原油的半定量对比等级：
2—好（±0.5 标准偏差以内）；　1—中（±1.0 标准偏差以内）；　0—差（>1.0 标准偏差）。

了较好结果(图2-4-19)。

我国鄂尔多斯盆地上三叠统延长组和中—下侏罗统延安组的原油—生油岩异戊间二烯型烷烃研究结果(图2-4-20)，表明侏罗系原油与三叠系原油特征相似，各层原油异戊间二烯型烷烃均与延长组生油岩的相关性最好，因此，原油主要来自上三叠统延长组。

1977年胜利油田勘探开发规划研究院曾经系统研究了我国若干油区原油的姥鲛烷、植烷及其比值(表2-4-16)，认为我国大部分原油的姥鲛烷/植烷比值小于1.5，特别是同源油层具有相近的姥鲛烷/植烷比值，因而可以用来进行油源对比。

由于在沉积物和原油中，一般以植烷、姥鲛烷、降姥鲛烷(2,6,10-三甲基十五烷)、异十六烷(2,6,10-三甲基十三烷)和法呢烷(2,6,10-三甲基十二烷)的含量最高，故称为植烷系列。近几年来，中国科学院地球化学研究所用色谱—质谱法和气相色谱法分析了我国主要油田原油中的异戊间二烯型烷烃，测定了植烷(Ph)、姥鲛烷(Pr)、降姥鲛烷($i\text{-}C_{18}$)、2,6,10-三甲基十三烷($i\text{-}C_{16}$)和法呢烷($i\text{-}C_{15}$)的相对百分含量，利用它们的分布曲线可以表明原油的特征，用来对比原油。并且认为将原油中植烷系列的分布特征，配合Pr/Ph、$i\text{-}C_{18}+i\text{-}C_{16}$

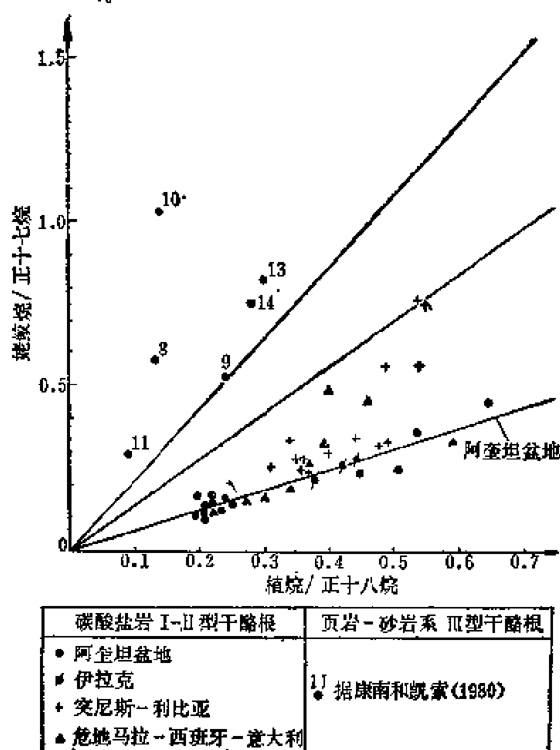


图2-4-19 陆相与海相原油的姥鲛烷/正十七烷、植烷/正十八烷比值关系
(据J.Connan, 1980)

$+i\text{-}C_{16}/Ph+Pr$两项比值，有助研究原油的演化程度(详见表2-4-17)。

3.正烷烃分布特征

在成熟度研究中已详细说明正烷烃分布特征。将原油与生油岩的正烷烃分布曲线进行比较，研究曲线特征及奇偶优势的相似性有助于判断油源的亲缘关系。由图2-4-21表明原油与生油岩对比好、较好和无关的三种情况：曲线基本接近则可能存在油源关系；若曲线根本不同则两者没有油源亲缘关系。

我国酒泉盆地产自下第三系、白垩系及变质的志留系等不同层位的原油，在正烷烃和异烷烃分布上虽有一些差异，但曲线形态基本相似。OEP值第三系原油为1.06，白垩系和志留系原油为1.10；绝大部分原油与白垩系生油岩样品，主峰碳数均为C_{21}；原油孢粉中也有白垩纪的属种。这些特征都表明上述不同时代原油的同源性质，都来自下白垩统新民堡群生油岩(详见图2-4-22)。

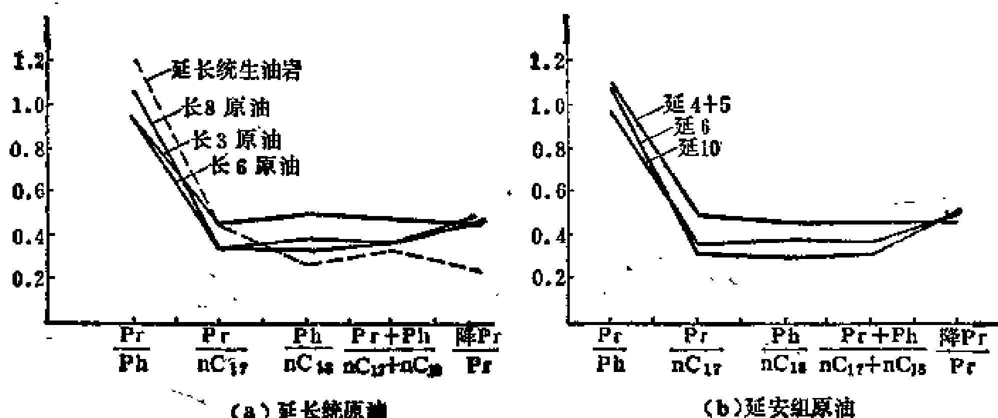


图2-4-20 鄂尔多斯盆地延长统和延安组原油异戊间二烯型烷烃变化图
(据北京石油勘探开发科学研究院，1979)

4.碳同位素

二十世纪六十年代以来，碳、硫、氧等元素的同位素研究已在国外广泛应用于油气勘探，如测定古地温、推算油气绝对年龄、判别岩石属于海相或陆相等。近几年来，开始应用稳定同位素C^{13}进行原油与生油岩对比研究。

碳有C^{12}、C^{13}、C^{14}三个同位素，前两者为稳定同位素，第三者是放射性同位素。在大气圈中，同位素C^{14}是在热中子作用下，由稳定同位素N^{14}变成的。C^{14}的半衰期只有5568年。碳的放射性可用来确定绝对年龄，但是，由于C^{14}的半衰期太短，放射性碳可以测定的

最大年龄只有30000～45000年，不能用于第四纪以前的古代沉积，因此，它多用于考古学而很少用来解决石油地质问题。

碳的稳定同位素可用来研究油气成因和油源对比，其相对丰度平均为C^{12}—98.892，C^{13}—1.108。1935年首次确定石油和沥青中碳的同位素成分，其相对丰度可用$\delta^{13}C$或C^{12}/C^{13}比值来表示。$\delta^{13}C$可由下式计算：

$$\delta^{13}C=\frac{(C^{13}/C^{12})_{样品}-(C^{13}/C^{12})_{标准}}{(C^{13}/C^{12})_{标准}}\times 1000‰$$

为便于对比，国际上趋于使用统一的标准，即美国南卡罗莱纳州白垩系箭石的碳同位素，简称PDB标准，其$C^{13}/C^{12}=1123.7\times10^{-5}$。我国石油工业部采用的标准是北京周口店奥陶系石灰岩，其$C^{13}/C^{12}=1123.6\times10^{-5}$，与PDB标准相近。

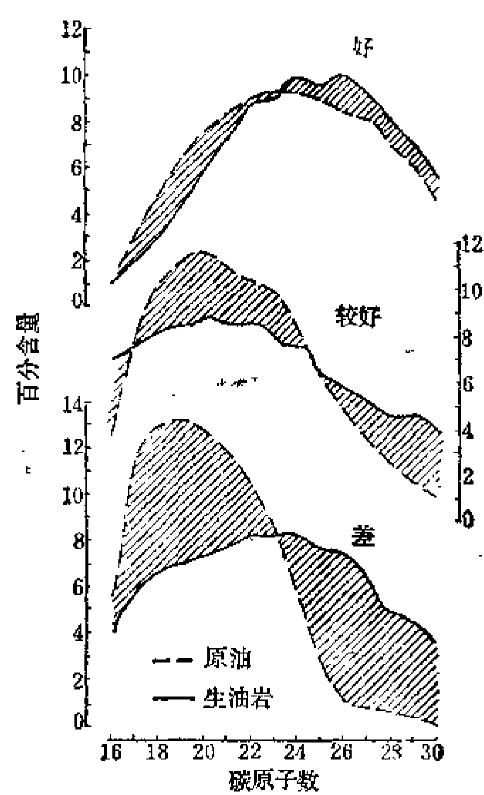


图2-4-21　根据原油与生油岩正烷烃分布特征对比亲缘关系

埃德曼(1975)曾分析过自然界各类有机物中碳同位素成分的变化。实际上，在不同环境的生物及其生物化学成分中，都可能具有不同的碳同位素组成。例如，陆源植物比海生植物含同位素C^{12}多5～8‰(图2-4-23)，这种差别保存到石化有机质中则略微减小，在陆源与海生腐殖质和干酪根中可能只有3～5‰。在类脂化合物中富含C^{12}，而氨基酸和碳水化合物中

表2-4-16　　我国若干油区原油的姥鲛烷/植烷比值

原油产地			姥鲛烷/植烷
松辽盆地	白垩系	黑帝庙油层	1.31
		萨尔图油层	1.33
		葡萄花油层	1.37
		高台子油层	1.40
		扶余油层	1.26
		杨大城子油层	1.45
酒泉盆地	第三系	L层	1.03～1.05
		K层	1.05
		M层	1.05～1.06
		B_c层	1.05
		N_1b_1层	1.07
		Eb层	1.04～1.07
济阳坳陷	沾化凹陷	E_3S^1	0.39～0.54
		E_3S^2	0.86
		E_3S^3	1.02～1.81
		E_2S_4	0.26～0.76

原油产地			姥鲛烷/植烷
民和盆地	侏罗系	虎595	2.50
		海1	3.11
鄂尔多斯盆地	侏罗系	延4+5	1.15
		延6	1.10
		延8	1.07
		延9	1.08
		延10	1.06～1.12
		富县组	1.27
	三叠系	长3	1.14～1.22
		长6	1.17
		长7	1.39～1.40
		长8	1.47
济阳坳陷	东营凹陷滨南油田	E_3S^1	0.53～0.59
		E_3S^2	0.82～0.85
		E_2S_4	0.38～0.90

表2-4-17　　**原油中植烷系列演化阶段的划分（据范善发等，1981）**

演 化 阶 段	植 烷 系 列 分 布 特 征	Pr/Ph	$\frac{i\text{-}C_{18}+i\text{-}C_{16}+i\text{-}C_{15}}{Ph+Pr}$
低成熟阶段	$Ph>Pr>i\text{-}C_{18}>i\text{-}C_{16}(i\text{-}C_{15})$	0.3～0.6	0.2～0.3
		0.6～0.8	0.3～0.5
成 熟 阶 段	$Pr\geqslant Ph>i\text{-}C_{18}>i\text{-}C_{16}(i\text{-}C_{15})$	>0.8	0.3～0.6
高成熟阶段	$Pr>Ph$；$i\text{-}C_{18}\gtrless i\text{-}C_{16}>i\text{-}C_{15}$	>1	>0.6

地　区	油　田	层　位	井　号	原油正烷烃分布曲线	异戊间二烯型烷烃相对含量
北部单斜	白杨河	渐新统	1.17		
老君庙背斜带	老君庙	中新统	443	K层	
			H-181	L层	
			H-196	M层	
	鸭儿峡	下白垩统	503		
		志留系	114		

图2-4-22　酒泉盆地原油对比（据玉门石油管理局石油勘探开发研究院，1978）

轻质同位素含量较低。在开阔海沉积中，$\delta^{13}C$ 值约为－20～－23‰，而在大陆内部沉积中约介于－26～－28‰。

W.J.施塔尔(Stahl，1977）为了追索原油与生油岩的亲缘关系，将原油及其有关有机质分离成下列分子类型：饱和烃、芳香烃、非烃、沥青质、干酪根，发现其 $\delta^{13}C$ 按下列顺序增长（图2-4-24）：

饱和烃<原油<芳香烃<非烃<沥青质<干酪根

根据Э.M.加利莫夫（Галимов，1973）的资料，$\delta^{13}C$ 在饱和烃中的变化是：

正烷烃<环烷烃<异烷烃

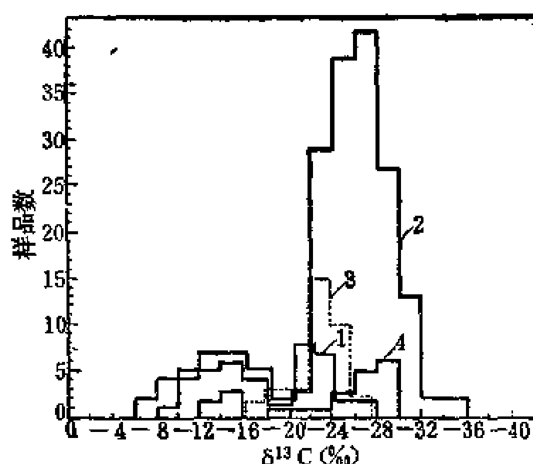


图2-4-23 海相与陆相埋藏有机质中植物和腐殖酸的碳同位素成分（据Э.М.Галимов, 1980）
1—海生植物；2—陆地植物；3—海洋沉积物中的腐殖酸；4—土壤和湖泊沉积物中的腐殖酸

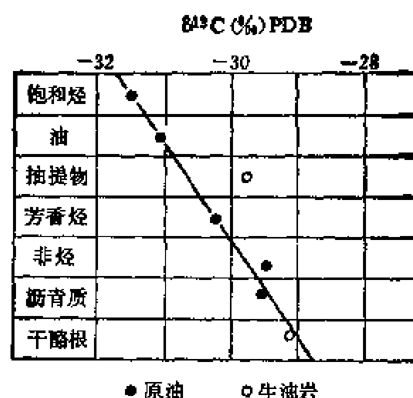


图2-4-24 分子类型—同位素曲线（据W.J.Stahl, 1977）

在芳香烃中的变化是：

单环<双环<三环

施塔尔根据下列事实，提出用分子类型-同位素曲线法，有助于建立原油—原油、原油—生油岩的对比关系①：

（1）随原油馏分的极性增加，不同分子类型原油馏分（即饱和烃、芳香烃、非烃、沥青质）的碳同位素存在明显的$\delta^{13}C$分馏现象。

（2）沥青质往往最富集C^{13}，且其同位素比所有原油都重。

（3）干酪根中的同位素比其相关的原油中的同位素更重。

（4）由于干酪根与沥青质的化学结构相似，其碳同位素组成也相近。

施塔尔综合了不同来源原油的分子类型—碳同位素曲线（图2-4-25），认为这种方法用来对比原油—原油或原油—生油岩的亲缘关系可能效果更佳。

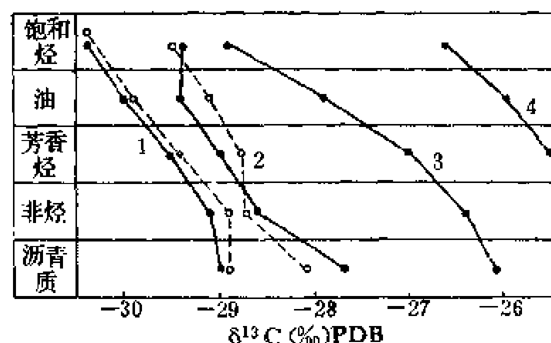


图2-4-25 世界若干地区原油的分子类型—$\delta^{13}C$曲线（据W.J.Stahl, 1977）
1—阿拉斯加；2—北海；3—东南亚；4—南美洲

原油抽提物（可溶性有机质）和干酪根（不溶性有机质）的碳同位素是一种化学性质的特殊参数。根据石油生成的动力学原理，从干酪根产生的原油应该比干酪根本身的同位素数值低，而生油岩中的可溶性有机质则代表仍处在生油层中的石油。因此，原油应该与生油岩可溶性有机质具有相同的碳同位素成分。于是，将原油或生油岩可溶性有机质的$\delta^{13}C$‰低于干酪根的$\delta^{13}C$‰，定为油源对比效果好；反之则差。1975年威尔特总结世界各地原油$\delta^{13}C$‰比其有成因联系的干酪根$\delta^{13}C$‰约低1～4‰，志留系前的“逆转”现象可能与过成熟有关（图2-4-26）。表2-4-18说明了两个典型实例：西德胡滕海姆油田第三系原油$\delta^{13}C$‰

①W.J.Stahl，“碳同位素在油气勘探中的应用”，《石油地质国际学术会议》报告，北京，1980。

表2-4-18　　**西德原油与生油岩δ¹³C‰值对比表**

盆地	油田	地层	深度（米）	δ¹³C‰值			油源对比
				原油	生油岩		
					可溶性有机质	不溶性有机质	
莱茵盆地	胡滕海姆	第三系渐新统吕佩阶	1890	—	−27	−26.5	好
			1910	—	−26.4	−26.6	较好
			1900	−28.8	—	—	—
北德意志盆地	乔治斯道尔夫	白垩系韦尔登阶	890	—	−32.5	−33.8	差
			940	—	−32.2	−33.1	差
			830	−32.2	—	—	—

值(−28.8)小于生油岩干酪根的δ¹³C‰值(−26.6，−26.5)，而与可溶性有机质的δ¹³C‰值(−27)相近，推测二者有油源亲缘关系；但是，乔治斯道尔夫油田白垩系原油及可溶性有机质的δ¹³C‰值均大于干酪根的，认为两者无亲缘关系。

加利莫夫研究了俄罗斯地台伏尔加-乌拉尔含油气区古生代地层中干酪根的碳同位素变化（图2-4-27），详细数据见表2-4-19。

我国松辽盆地利用原油与岩石抽提物中的碳同位素，追溯原油与生油岩的亲缘关系，取得了较好的效果（见表2-4-20）。黑帝庙油层原油与嫩四、嫩三段岩石抽提物δ¹³C平均值相差较大（−1.6～2.2‰），且这两套生油岩皆属未成熟阶段，它们不大可能是黑帝庙油层原油的生油岩。该层原油可能来自嫩一段，但是嫩一段岩石抽提物δ¹³C值略低(−0.5‰)，这可能与黑帝庙油层埋藏浅遭细菌分解有关。萨尔图、葡萄花、高台子三个油层的原油与嫩

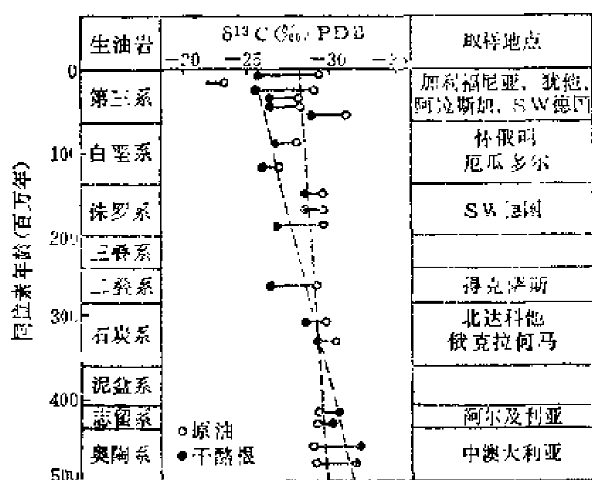


图2-4-26　有成因联系的干酪根与原油的δ¹³C时代模型（据D.H.Welte，1975）

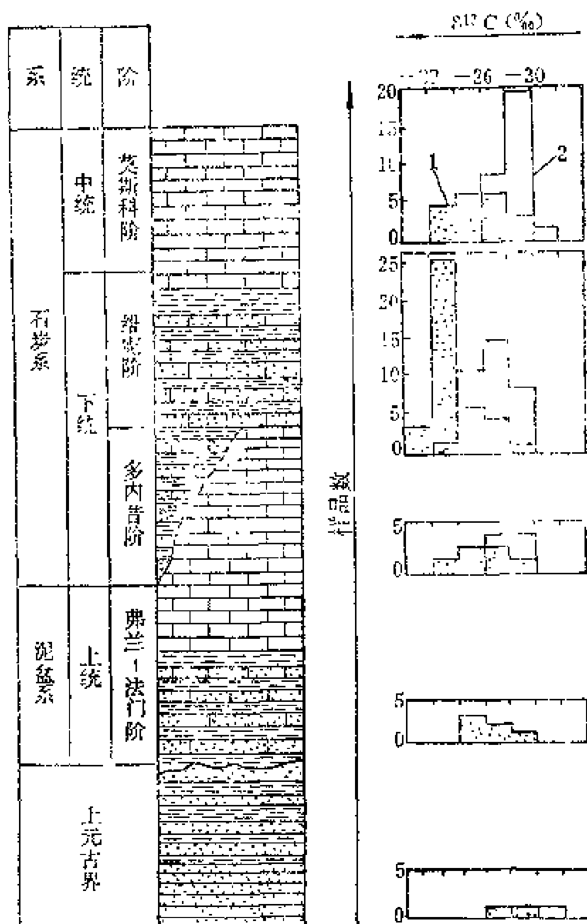


图2-4-27　彼尔姆-乌拉尔区地层剖面上干酪根和氯仿沥青中碳同位素成分的分布（据Э.М.Галимов，1980）

一段、青二、三段和青一段岩石抽提物 $\delta^{13}C$ 平均值相近且略小，而与姚家组的相差较大（$-1.8\sim-2.0‰$），所以嫩一段和青山口组应为上述三个油层原油的生油层。扶余和杨大城子两油层原油也可能来自青一段，且从上向下运移，致使原油 $\delta^{13}C$ 值从扶余向杨大城子油层递减。

胜利油田地质科学研究院应用碳同位素探讨东营凹陷滨南油田二氧化碳气的成因，也获得了较好成果。

表2-4-19　　德尔姆-乌拉尔区古生界地层干酪根和氯仿沥青的碳同位素成分

（据Э.М.Галимов，1980）

地　　层	地　区，井　号	样品深度（米）	岩石类型	在岩石中的重量百分率(%)		$\delta^{13}C$ (‰)	
				干酪根	沥　青	干酪根	沥　青
C_2vr 莫斯科阶 维雷斯基层	杜林，12	1918	石灰岩	0.20	0.625	-26.7	-30.0
	诺佐夫，36	1117	石灰岩	0.21	0.001	-25.7	-27.8
	塔林，31	1082	石灰岩	0.54	0.313	-23.8	-27.5
	安得列也夫，23	1163	页、砂岩	0.36	0.003	-25.9	-26.8
	塔林，31	1115	页、砂岩	1.56	0.015	-23.9	-28.6
C_2b 巴什基尔阶	塔佐夫，45	1609	页、砂岩	0.71	0.080	-23.5	-27.0
	塔林，19	1151	石灰岩	0.06	0.003	-27.9	-30.
C_1tl 维宪阶 图尔斯基层	屠加切夫，7	1718	石灰岩	0.43	0.010	-26.3	-29.1
	屠加切夫，7	1724	页、砂岩	0.56	0.010	-24.8	-26.8
	屠加切夫，7	1735	页、砂岩	1.35	0.010	-27.3	-29.6
	罗曼肖尔，1	1772	页、砂岩	0.57	0.060	-24.5	-27.9
	维德扬，39	1998	页、砂岩	0.71	0.080	-23.4	-27.2
	雅　温，4	2327	石灰岩	0.23	0.113	-23.3	-25.2
	塔佐夫，45	2014	页、砂岩	0.85	0.080	-22.9	-24.7
	塔佐夫，45	2014	页、砂岩	0.64	0.118	-22.3	-25.4
	柯尔茨科夫，1	1463	页、砂岩	0.96	0.040	-23.2	-26.6
	安得列也夫，23	1603	页、砂岩	1.09	0.010	-22.8	-24.9
	冈德列夫，60	1405	页、砂岩	1.04	0.020	-24.1	-26.2
	冈德列夫，60	1409	页、砂岩	0.80	0.001	-22.4	-26.7
	塔林，31	1479	页、砂岩	1.60	0.015	-22.9	-27.3
	塔林，31	1512	页、砂岩	1.11	0.010	-21.5	-27.1
	德米特里也夫，5	1774	页、砂岩	13.23	0.080	-22.5	-24.0
C_1bb 维宪阶 波布里科夫层	冈德列夫，60	1440	页、砂岩	2.19	0.080	-25.6	-29.2
	俄克何夫，86	1870	页、砂岩	3.00	0.080	-23.5	-24.7
	雅温，4	2499	页、砂岩	0.82	0.030	-23.7	-27.5
	诺佐夫，36	1199	石灰岩	0.23	0.010	-28.2	-29.2
	塔　林，19	1531	页、砂岩	0.73	0.010	-22.3	-25.9
C_1mn 多内昔阶 C_1t	德米特里也夫，5	1788	页、砂岩	1.09	0.040	-24.5	-27.2
	德米特里也夫，5	1809	页、砂岩	1.13	0.060	-23.2	-26.4
	诺佐夫，36	1527	石灰岩	0.65	0.010	-26.4	-27.3
	安得列也夫，23	1818	石灰岩	0.50	0.010	-26.6	-28.0
	柯尔茨科夫，1	1515	页、砂岩	0.64	0.040	-27.4	-29.1

表2-4-20　　松辽盆地原油与岩石抽提物$\delta^{13}C$平均值（据孔庆云，1981）

抽提物层位	$\delta^{13}C$‰ 平均值	油层	$\delta^{13}C$‰ 平均值
嫩四段	-25.5	黑帝庙	-27.1
嫩三段	-24.9	萨尔图	-27.8
嫩一段	-27.6	葡萄花	-27.7
姚二、三段	-26.0	高台子	-27.8
姚一段	-25.8	扶余	-28.9
青二、三段	-26.6	杨大城子	-29.0
青一段	-27.7		
泉四段	-25.8		
泉三段	-26.0		

第三节　沉积盆地中生油层和生油区的确定

在任何一个沉积盆地中，通过上述生油层的岩性-岩相研究和生油岩的有机地球化学研究，结合盆地的地质构造发育史，便可首先确定生油岩的划分标准，然后在剖面上划分生油层，在平面上圈定生油区。

生油层是由生油岩构成的，生油岩的特性决定了生油层的基本面貌。我国松辽盆地经过多年系统的石油地质科学研究，制定出不同级别生油岩的划分标准（表2-4-21）。按这项标准来对比研究各层段，认为下白垩统青一段和嫩一段达到最有利生油岩的标准，是盆地内的主要生油层。青二、三段和姚二、三段则达到或接近有利生油岩的标准，特别是在盆地中心附近生油条件较好，是盆地内的次要生油层。

综合松辽和其他盆地的经验，必须具备下列条件才能定为生油层：

表2-4-21　　松辽盆地生油岩划分标准表

（据大庆油田科学研究设计院，1977）*

项目＼类别	一类	二类	三类	四类
岩性	黑色泥岩	黑～灰色泥岩	灰～灰绿色泥岩	灰绿～红色泥岩
有机碳，%	＞2	2～0.6	0.6～0.3	＜0.3
总烃，%	＞0.15	0.15～0.015	0.015～0.005	＜0.005
总烃/有机碳，%	＞6	6～3	3～2	＜2
成熟度 OEP	＜1.2	1.2～1.35	1.35～1.45	
沉积相	深湖～较深湖	较深湖～浅湖	浅湖～滨湖	泛滥平原
生物发育情况	以介形虫为主	以介形虫为主，也有软体动物和植物碎屑	软体动物、介形虫和植物碎屑均有	以植物碎屑为主
评价	最有利生油岩	有利生油岩	不利生油岩	非生油岩

* 大庆油田科学研究设计院："松辽陆相沉积盆地石油地质的若干规律"，《石油地质研究报告集》，1977。

（1）必须具备特定的岩性、岩相条件和一定的空间发育规模。

（2）有机质的丰度、组成性质、烃含量及其转化效率，均达到一定的有效值范围。

（3）有机质进入成熟阶段，达到一定的成熟度。

（4）具有一定的生油量及有利的初次运移条件。

应该指出：由于各沉积盆地地质条件的差异，需要总结各自地区生油岩的划分标准，才能更加科学地、有效地划分生油层。

当确定生油层后，还要综合考虑其各种地质、地球化学特征进行生油层等级分类，并在平面分布上划出有利生油区，编制生油层评价图。为此，需要编制下列基础图件：

（1）不同组段生油层等厚图与沉积相区叠合图；

（2）各生油层有机质的丰度、组分组成、烃含量及其转化效率的平面分布或等值线图；

（3）各生油层时间—温度指数（TTI）、镜质体反射率（R_o）、热变指数（TAI）、……等若干种成熟度指标的平面分布或等值线图。

综合上列基础图件，即可编制出特定沉积盆地内不同组段生油层分区评价图，从而划分出最有利、有利和不利生油区的有效范围，结合其他储集层和圈闭条件，便可以对盆地进行含油气远景评价及勘探部署。

大庆油田科学研究设计院专门对松辽盆地下白垩统不同生油层段进行了有利生油区与湖区面积对比，认为有利生油区与深湖—较深湖区范围有一定联系，如图2-4-28表明青山口组一段有利生油区与湖区分布范围的叠合情况。在有机地球化学研究资料较丰富的盆地，还可编制各生油层的 R_o、TTI、TAI、……等成熟度指标的平面分布或等值线图，更可详细圈出盆地内各生油层的未熟、成熟和过熟区，从而指出液态石油、湿气和凝析气，以及干气甲烷的生成区。美国 D.W.瓦普勒斯（1980）曾经对某盆地中若干点位根据同一层富含有机质页岩的TTI值，勾绘出TTI等值线图，查明了已经进入油气生成窗的富有机质页岩分布范围（图2-4-29）。图中的油气生成区在 TTI＝15的等值线范围内，只占整个盆地的一小部分；换言之，只在盆地一小部分区域内，该层富有机质页岩才进入了生油阶段，这就为油气勘探指明

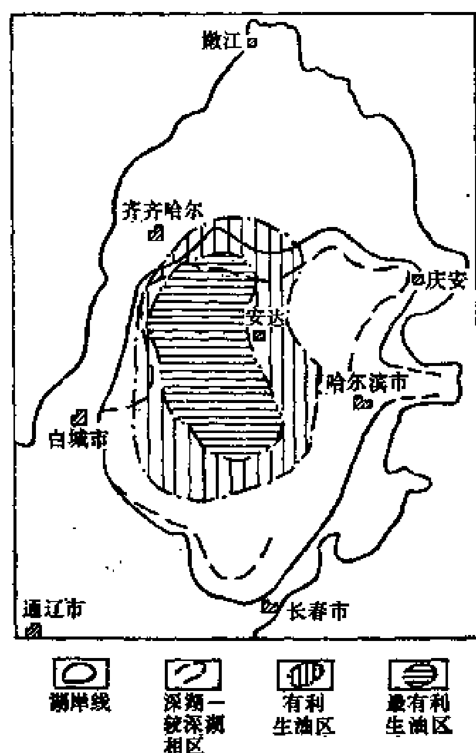


图2-4-28　松辽盆地下白垩统青一段湖区与生油区叠合图（据大庆油田科学研究设计院，1977）

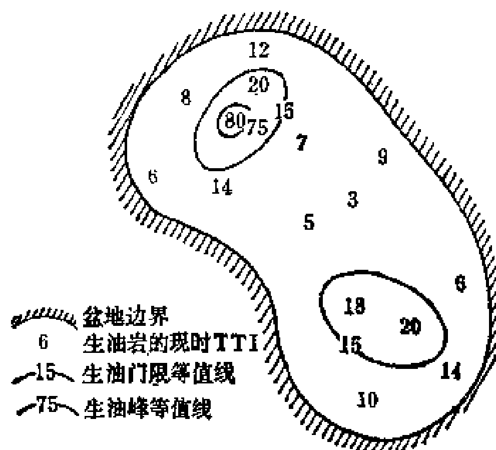


图2-4-29　某盆地富有机质页岩的TTI等值图（据D.W.Waples，1980）

了方向。同样，编制其他成熟度指标等值线图，也可获得同样效果。

第四节　中国生油层系的特征和分布

一、中国生油层系的发育概况

我国沉积岩面积陆地部分424万平方公里、海域部分121万平方公里，共计545万平方公里，占全国总面积的一半以上，沉积岩总体积约2203万立方公里。从中—晚元古代至新生代不同地质时期生油岩广泛发育，为在我国形成丰富的油气资源，奠定了雄厚的物质基础。

我国生油层类型齐全，粘土岩生油层和碳酸盐岩生油层皆甚发育，它们形成于海相、陆相及海陆交互相的不同环境中。

陆相沉积生油层系在我国普遍发育，自上古生代以来，从北方的石炭纪到柴达木盆地等的晚第三纪，几乎每个地质时期的陆相沉积中，都有生油层系。特别是上二叠统、上三叠统、下白垩统、下第三系，较深—深水湖相生油层系最为发育，生成了大量石油，为松辽、渤海湾、准噶尔、苏北、鄂尔多斯、江汉、南襄、柴达木等含油气盆地提供了充足的油源。在西北、西南地区，侏罗系、上第三系也有重要的陆相生油层系。

海相沉积生油层系在我国发育时代更长，远自古老的中—晚元古代，近至新生代，在不同地质时期的海相沉积中均见油气显示。四川威远震旦系气田及台湾、东南沿海大陆架所见某些新生界油气田，油气常来自海相生油层系。华南的古生界（包括三叠系）、华北的中—上元古界和下古生界、塔里木盆地和青藏地区的上古生界及中、新生界，以及台湾—东南沿海大陆架的新生界，都发育有海相沉积，其中在许多区域有浅海相生油层系的分布，具有良好的找油、找气前景。这在我国还是一个研究程度很低的新领域，其中有的地区变质程度较高，今后首先需要加强岩相古地理和有机质成熟度的研究，寻找油气生成和保存的有利区域。

二、中国陆相生油层系的特征和分布

1941年我国地质学家潘钟祥在美国石油地质学家协会会志上发表的“中国陕西北部和四川白垩系陆相生油”一文中，首次指出中国陆相沉积是可以生油的。新中国建国三十多年来，广大石油地质工作者通过大量生产实践和科学实验，进行了系统研究，丰富和完善了陆相生油理论。1980年3月联合国在北京举行的石油地质国际学术会议上，世界闻名的石油地质学家和石油有机地球化学家，如H.D.赫德伯格、M.T.哈尔布特、F.M.斯温及B.P.蒂索等等，在报告中都一致认为陆相地层不仅能够生油，而且能够形成大油气田。

在我国石炭-二叠纪至第三纪每个地质时期的陆相沉积中，都广泛发育着生油层系，它们具有下列基本特征：

1.大、中型长期持续快速沉降的湖相沉积盆地是我国陆相生油层系的主要发育区。

我国陆相沉积盆地多在海西运动后陆续发育而成，总面积354万平方公里，占全国沉积岩出露面积的83.5%。在全国236个盆地中（面积小于200平方公里者未计），10万平方公里以上的大型盆地9个，面积208万平方公里；1～10万平方公里的中型盆地39个，面积100万平方公里。二者共占全国陆盆总面积的87%，可见我国是以大、中型陆相盆地为主。

我国大型陆盆一般发育历史较长，表2-4-22列举了已投入勘探的七个大型盆地的面积、持续沉降时间及沉积岩最大厚度。它们的发育时间多经历了3～5个纪，持续沉降时间多逾1.5～2.5亿年，陆相沉积岩系最大厚度多则超过7000～8000米，少则达到4000～5000米；如

表2-4-22　　**我国主要大型陆相湖盆的发育特征**

（据石油勘探开发规划研究院，1977）

盆地名称	陆盆			湖相沉积		
	面积（万公里^2）	持续时间（亿年）	最大厚度（米）	面积（万公里^2）	持续时间（亿年）	最大厚度（米）
塔里木	56.3	1.75(J.K.R)	10000±	?		
鄂尔多斯	32.0	1.55(T.J.K)	3600	5.0	0.4	600
渤海湾	21.3	1.33(K.R.Q)	10000±	?	0.4	1100～1800
松辽	26.1	1.75(J.K.R)	5000	8.7～20.0	0.5	1200
四川	23.0	1.20(J.K)		6.0	J_2大安寨—凉高山时	
柴达木	12.1	1.8 (J.K.R.Q)	12000	0.7	0.2(J_1+N_1)	2000
准噶尔	13.1	2.65(P.T.J.K.R)	16000	?	0.4(P?)	2000～3600

果仅仅统计湖相沉积的持续沉降时间也在0.4亿年以上。而国外目前识别的最大湖盆是美国横跨怀俄明、犹他两州的晚三叠世湖泊，面积近13万平方公里，湖相生油层系最发育的是美国犹他州始新世的尤英塔湖，持续沉降时间只有0.13亿年，其他湖盆持续时间更短。对比可知，我国陆相湖盆面积大、持续沉降时间长，在世界上是罕见的，这正是我国陆相生油层系异常发育的根本原因。

当然，对中、小型陆相湖盆，只要持续沉降时间较长、湖相沉积岩系较厚，同样可能形成有利的生油层系，如南襄盆地的泌阳凹陷沉积岩系厚达8000米。

沉降幅度大、沉积速度快，也有助于陆相生油层系的发育。以渤海湾盆地济阳拗陷为例，下第三系平均沉积速度为0.199毫米/年，相当于地台区平均沉积速度（0.02毫米/年）的10倍，相当于华北下古生界沉积速度（1500米/1.3亿年≈0.01毫米/年）的20倍；上述泌阳凹陷的沉积速度更高达0.2毫米/年，这是促使它成为"小而肥"含油气区的重要因素。

2.近海湖盆是最有利的陆相生油凹陷

近几年来，在我国若干陆相沉积的下第三系地层中，陆续发现海相化石分子。在化石组合中，虽以陆相淡水至半咸水生物占优势，但也发现某些海生广盐性属种，常见有介形类、瓣鳃类、鱼类、有孔虫等；在矿物中也发现一些含海绿石的层位。这些生物和矿物虽已失去原来的指相意义，但至少也能反映这些湖盆在发展历史上曾一度或多次与海水有过联系，甚至受到海水的侵漫。由于这种海侵往往发生在盆地的发育阶段，因而它对生油层系的形成就会产生有利的影响，如第三章第三节所述，这些濒临海洋的湖相盆地是陆表水的汇聚场所，水源充足，水体富含生物养料；地势低洼，持续沉降，易于形成广阔的湖泊，发育巨厚的生油层系；并且易受海洋气候的影响与调节，有利于生物繁殖发育。石油工业部石油勘探开发科学研究院（1977）曾用古地理法恢复了我国二叠纪至第三纪各地质时期的海陆分布状况，由图2-4-30至2-4-35看出：鄂尔多斯盆地现在虽处我国大陆腹地，但在晚三叠世，它却面迎辽阔的古南方大海，可能应属近海湖盆；至于准噶尔盆地上二叠统、松辽盆地下白垩统、渤海湾盆地下第三系，甚至柴达木盆地下第三系，都可能属于近海湖相沉积。

3.暗色泥岩是最佳生油岩

如前表2-4-1所示，我国陆相生油层系有泥岩型、夹油页岩泥岩型、含炭泥岩型及含膏泥岩型四种剖面类型（图2-4-36、2-4-37、2-4-38、2-4-39）①。其中以深水湖相沉积的泥岩型剖面最有利，色深，块状，富含藻类和介形类等生物化石，厚度大。这类湖盆水体较

①石油部石油勘探开发科学研究院："中国陆相盆地石油地质特征及油气田分布规律"，《石油地质研究报告集》，1977。

图2－4－30　中国二叠系陆相生油层分布示意图

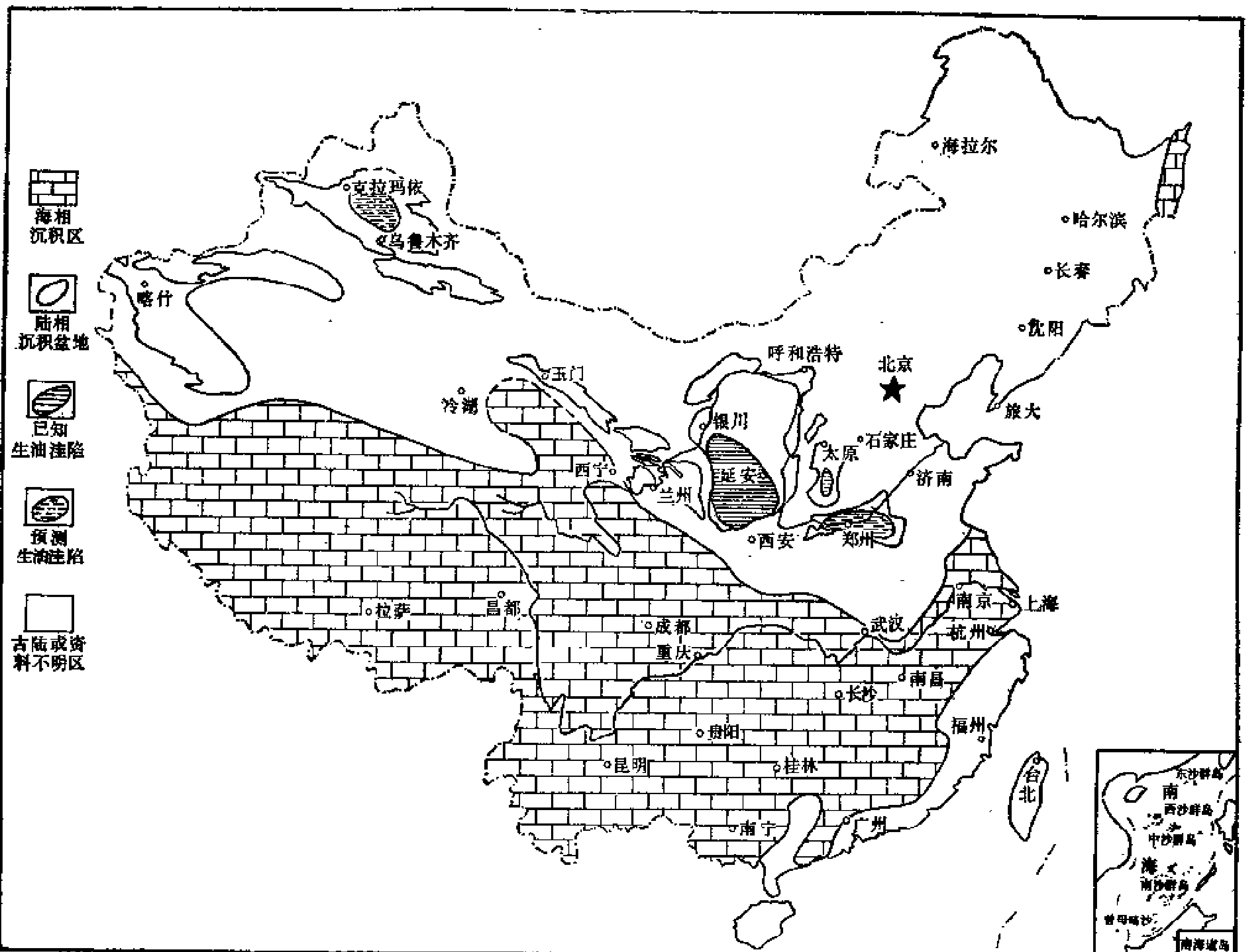


图2－4－31 中国三叠系陆相生油层分布示意图

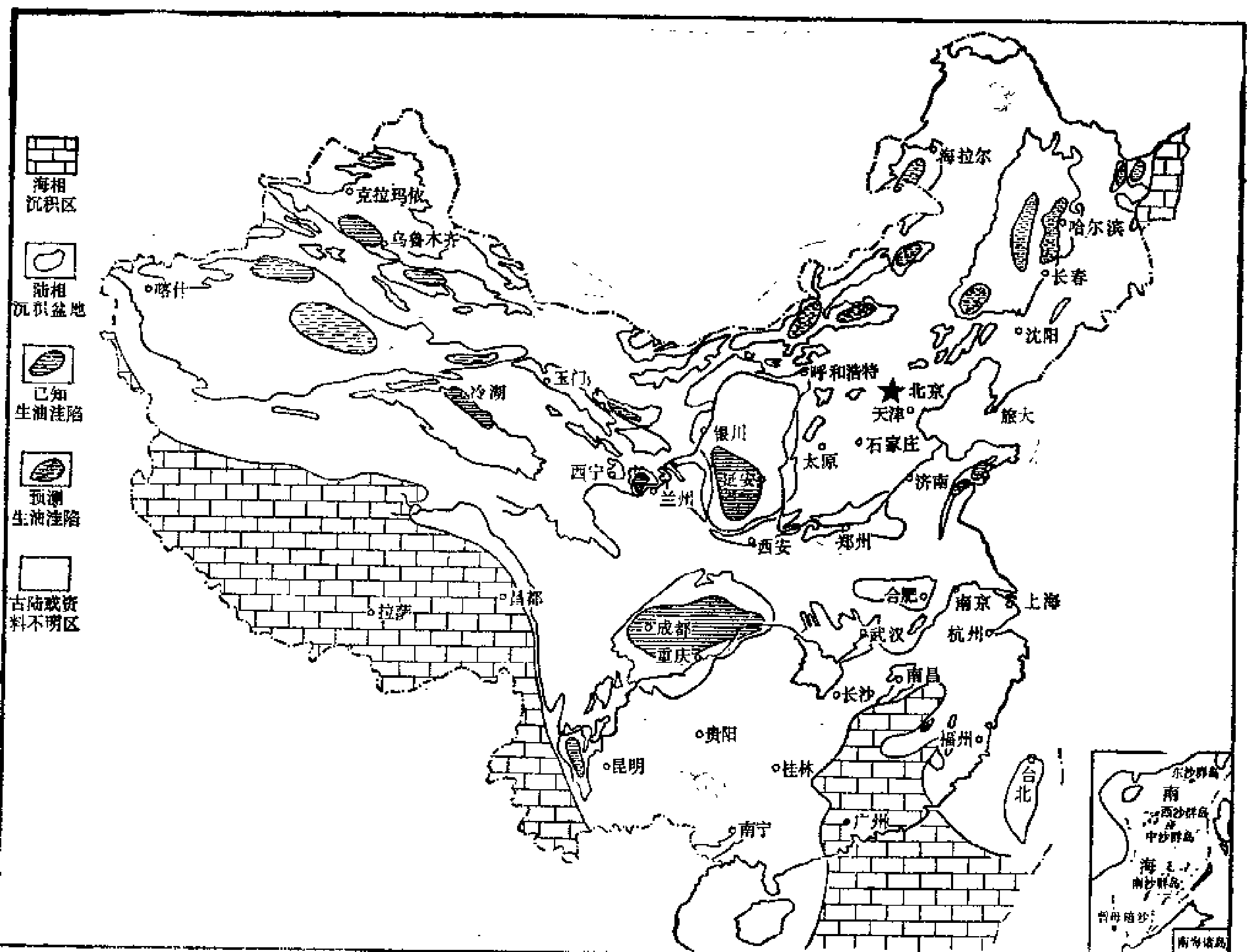


图2－4－32　中国侏罗系陆相生油层分布示意图

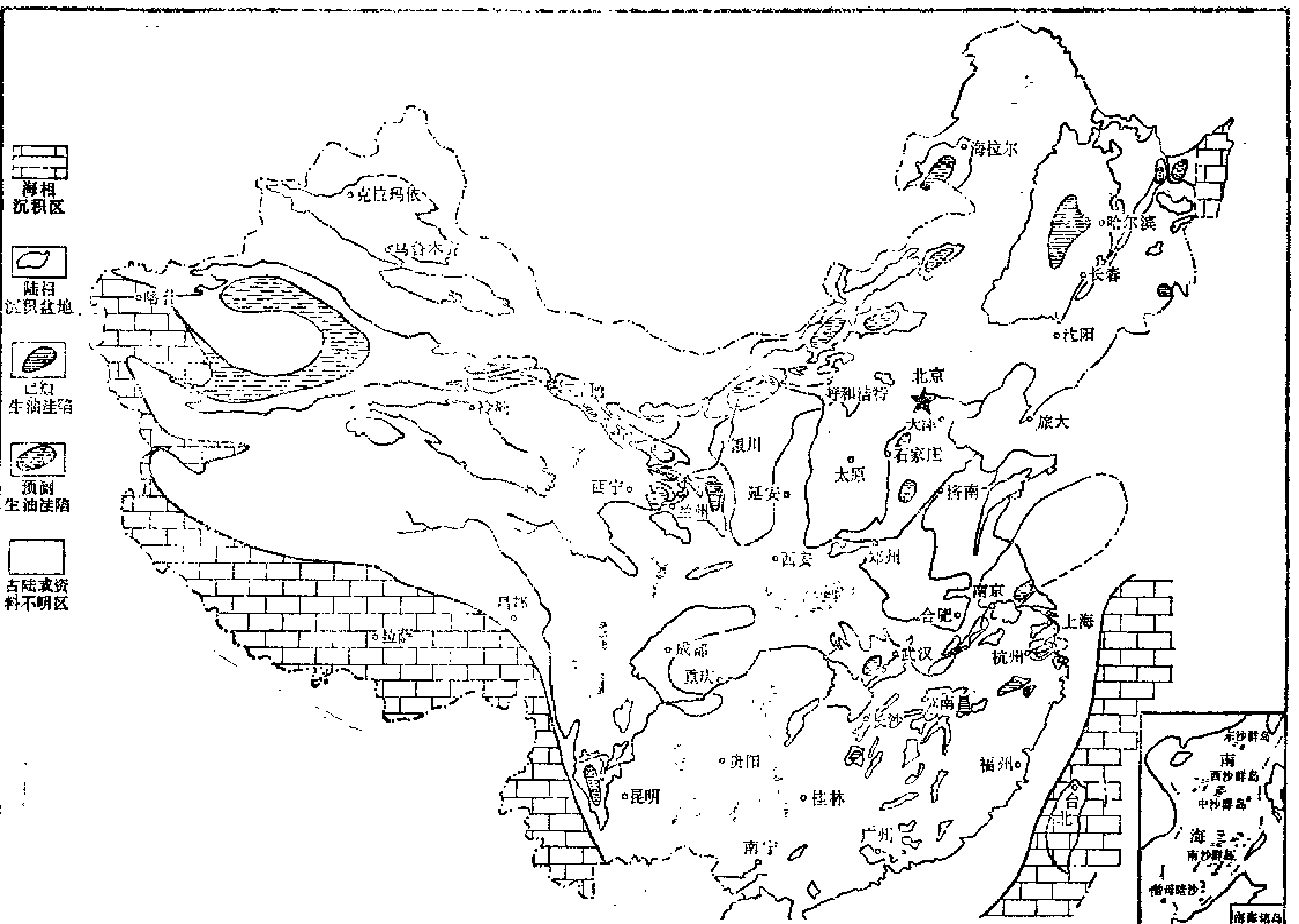


图2－4－33 中国白垩系陆相生油层分布示意图

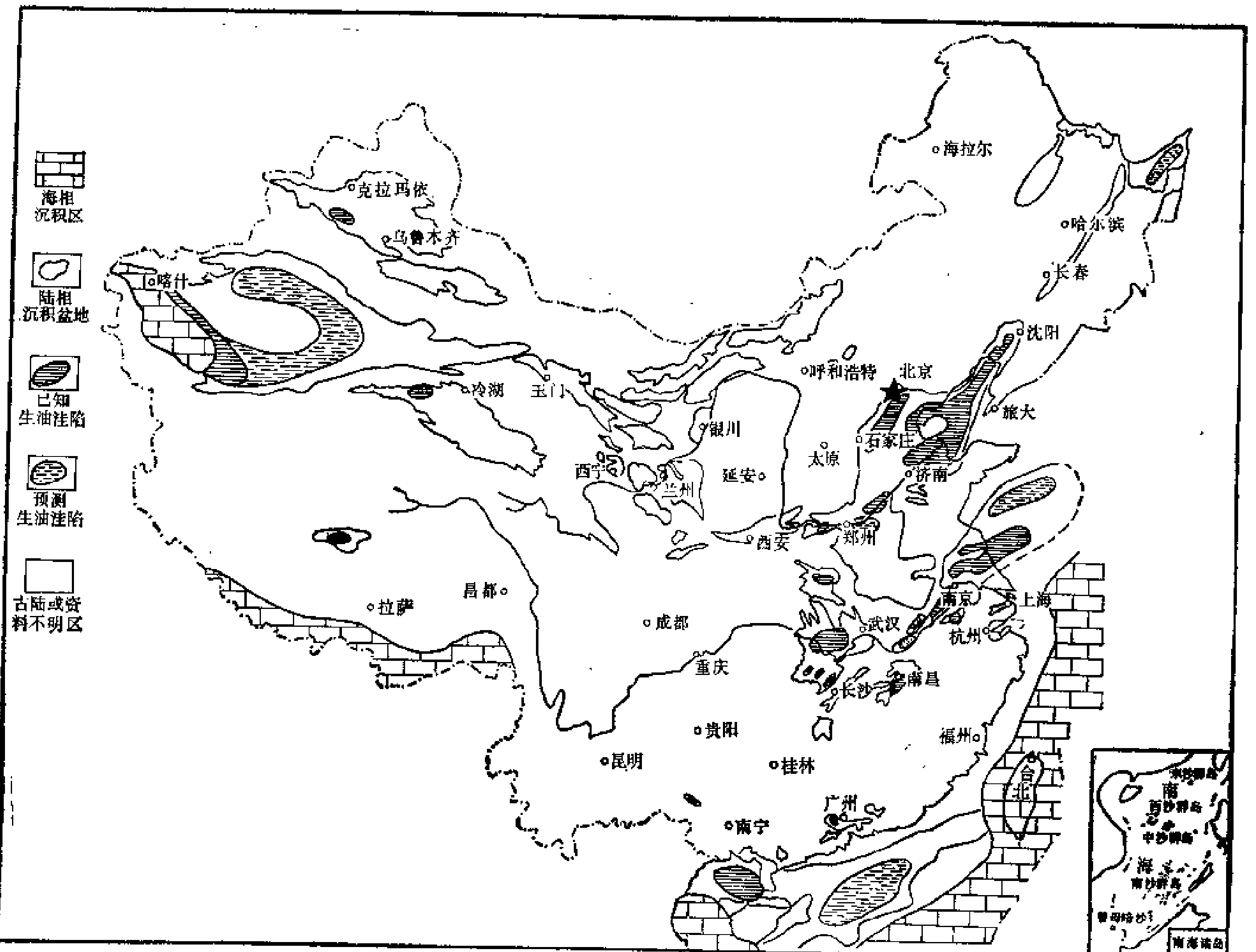


图2－4－34　中国下第三系陆相生油层分布示意图

海相
沉积区
陆相
沉积盆地
已知
生油洼陷
预测
生油洼陷
古陆或资
料不明区

海拉尔
哈尔滨
长春
沈阳
旅大
克拉玛依
乌鲁木齐
喀什
玉门
冷湖
呼和浩特
北京
银川
太原
石家庄
延安
济南
西宁
兰州
西安
郑州
拉萨
昌都
成都
南京
上海
武汉
杭州
重庆
长沙
南昌
贵阳
福州
昆明
桂林
台北
广州
南宁
东沙群岛
南
西沙群岛
中沙群岛
海
南沙群岛
曾母暗沙
南海诸岛

图2－4－35 中国上第三系陆相生油层分布示意图
(以上图2-4-30至2-4-35均根据石油勘探开发科学研究院，1977)

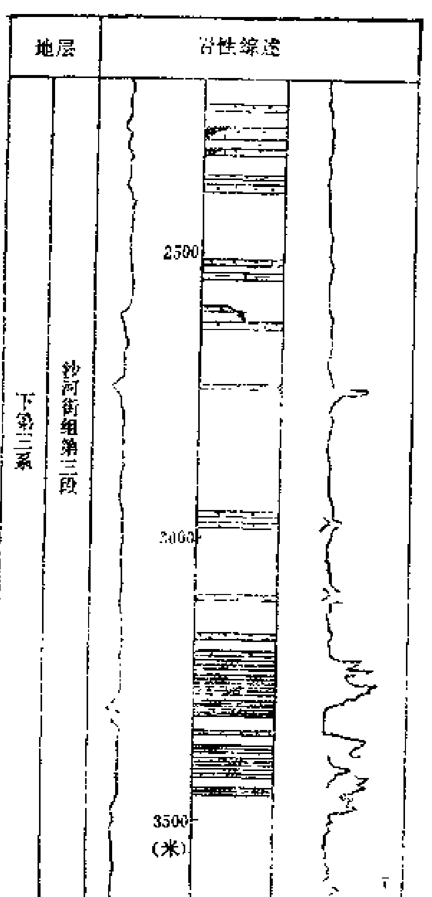


图2-4-36 泥岩型生油剖面
I—深灰、褐灰色块状泥岩夹砂岩富含藻类、介形虫，厚可达1000米

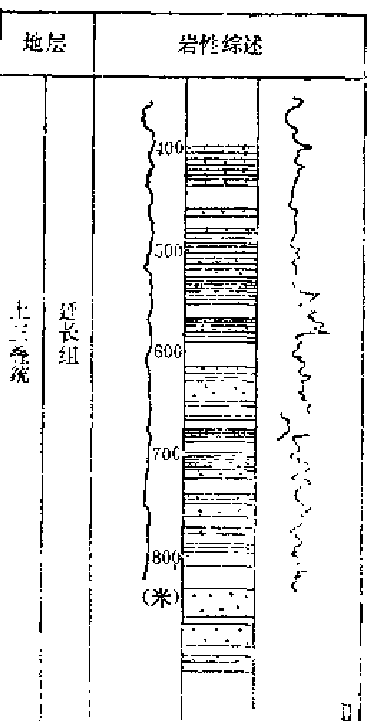


图2-4-37 夹油页岩泥岩型生油剖面
II—灰色厚层—块状泥岩与砂岩、油页岩互层，夹[illegible]炭质层，厚900—1390米，其中暗色泥岩300—600米

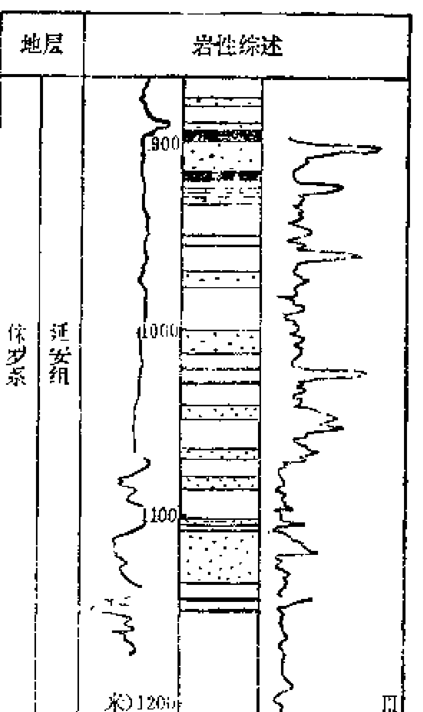


图2-4-38 含炭泥岩型生油剖面
III—灰黑色厚层泥岩与砂岩互层夹炭质层，西部含煤，厚150—300米

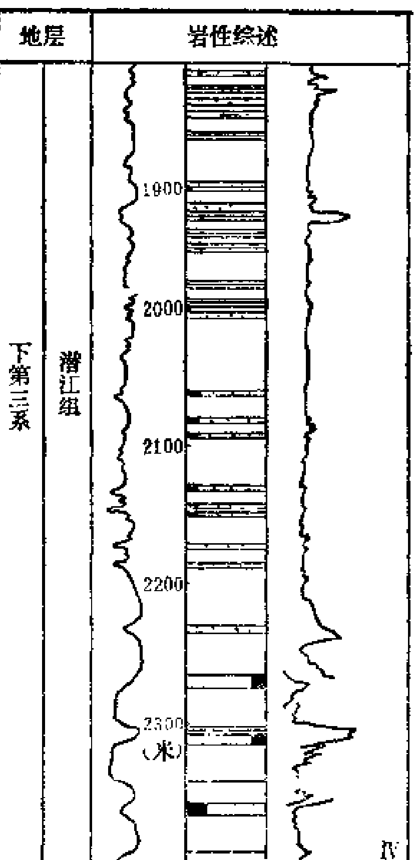


图2-4-39 含膏泥岩型生油剖面
IV—深灰色块状泥岩夹砂岩条带，上、下段夹石膏、岩盐，厚可达1000米

深，宁静乏氧，气候适宜，有利于有机质的发育和保存，具备良好的生油条件。松辽盆地下白垩统青一段和嫩一段、渤海湾盆地下第三系沙河街组三段，为深灰、灰黑色泥岩、页岩，厚达千米，有机质属Ⅰ型和Ⅱ型，为最佳生油岩，生油潜能大，每立方公里生油岩的生油量可达数十万吨，为大油田的形成提供了充足油源。

4.地温梯度较高，有利于有机质成熟转化

前已述及，温度是控制有机质演化成熟的决定性因素。而在地层条件下，温度与地温梯度有关。当埋藏深度相似时，区域地温梯度则是控制生油的重要因素。地温梯度较高，能促使沉积有机质尽快成熟，开始大量生成石油的成熟点门限深度就会较浅。根据现今温度求得的地温梯度表明，我国东部松辽、渤海湾、江汉、泌阳等盆地的地温梯度都超过正常值（3℃/100米），如表2-4-23所示，地温梯度一般介于3.5～4.5℃/100米，最高可达6～8℃/100米（如扶余油田），对生油非常有利；而西部若干盆地地温梯度皆小于正常值，有机质成熟向石油大量转化所需的时间就会较长，成熟点的门限深度必然加大。

表2-4-23　**我国东、西部陆盆地温梯度变化统计表**

（据石油工业部石油勘探开发科学研究院，1977，补充）

项目 \ 盆地名称		准噶尔	酒泉西部	四川	鄂尔多斯	江汉	泌阳	冀中	黄骅	济阳	下辽河	松辽
地层		三叠～侏罗系	第三系	侏罗系	侏罗系	下第三系	下第三系	上元古界	第三系	第三系	下第三系	下白垩统
油层	埋深，米	700	600	1260	1415	1500	22	3000	1770	1500～1570	2.50	948
	温度，℃	28	25.6	51	53	70	口井平均	126	79	72	80	48
地温梯度℃/100米	最大		2.6	2.7	2.8	3.25		4.2	3.95	3.84	5	6.2
	一般	2.2～2.3	2.3	2.2～2.4	2.75	3.1	4.35	3.7	3.3～3.6	3.1～3.9	3.1～3.6	3.1～4.8

5.盆地的多旋回发育史控制了多时代、多层组生油层系的形成

多旋回性是我国许多陆相沉积盆地发育的一个重要特征。在地壳升降运动的制约下，陆盆一般多经历了发生、发展到消亡三个阶段，即开始断陷、稳定沉降、上升收缩三个时期，盆地水体由浅水→深水→浅水的变化，致使沉积物呈现由粗→细→粗的完整韵律。我国陆盆的形成时间早晚不同，延续时间长短不一，一般经历了一至五个大沉积旋回（图2-4-40）。

在每个旋回中期的稳定沉降阶段，湖盆面积最大、水体最深、沉积物最细，是主要生油层形成的时期；而在这个阶段的前、后，湖面较小、沉积物较粗，是储集层形成的阶段。在陆盆发育史上这种生、储层的相间发育，构成生、储、盖组合。在我国陆相含油气盆地中，生油层的时代分布决定了相关层组中含油层的存在。除晚二叠世外，中、新生代的五个大沉积旋回形成了五个主要聚油期：晚三叠世、早—中侏罗世、早白垩世、早第三纪和晚第三纪（图2-4-40）。由此可见，陆相沉积盆地的多旋回发育史控制了多时代、多层组生油层系的形成和聚油期的纵向分布。

由图2-4-40可以看出：下第三系生油层系分布最广，在西北、华北、中南都有分布；白垩系生油层系由于大型松辽盆地的存在而占有突出的重要地位。我国已查明的石油地质储量绝大部分发现在白垩系和第三系的陆相地层中。

我国陆相生油层系不仅在松辽、渤海湾、鄂尔多斯、四川、塔里木、准噶尔、柴达木、

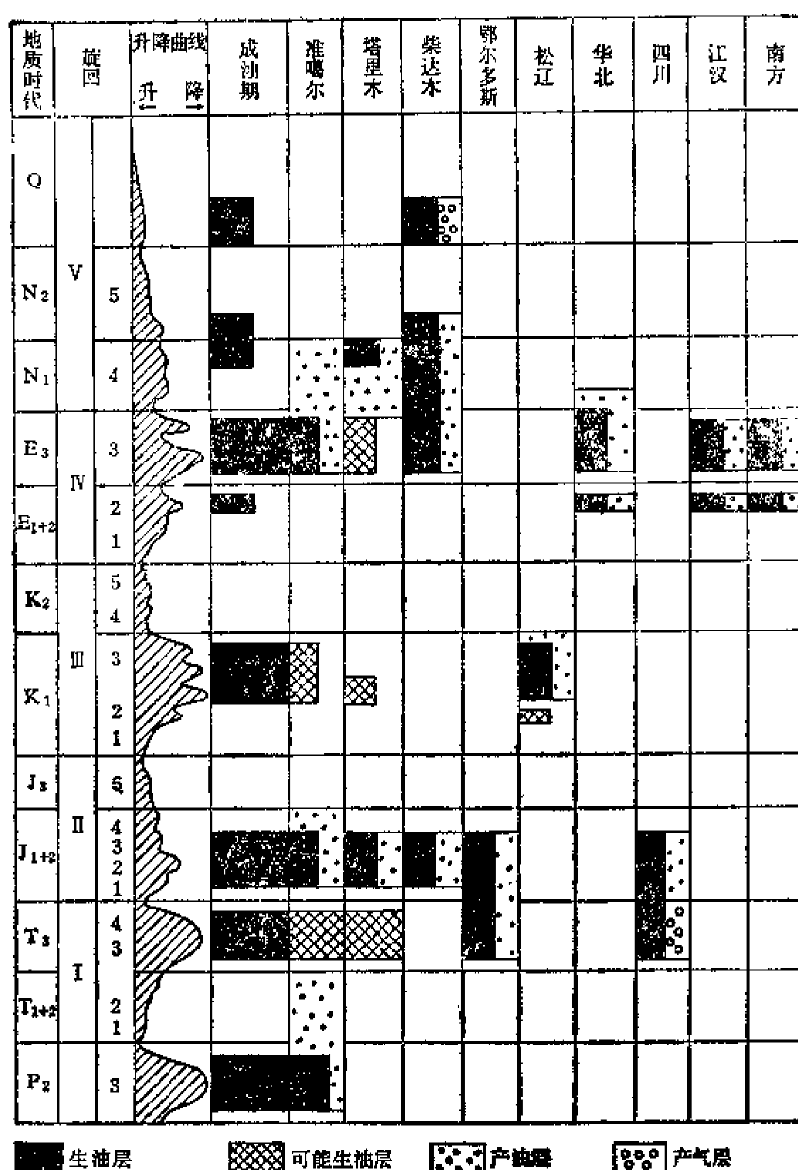


图2-4-40 中国中、新生代沉积旋回及生、储油层位置关系图
（据黄第藩、王捷、范成龙等，1980）

苏北及海域等地史时期的大型陆相盆地中发育，而且在众多的中、小型沉积盆地中也有分布。

古生代时，我国大部分地区为海水所淹没，没有形成完整的陆相沉积。上古生代晚期，海水大规模向南退却，北方大陆逐步形成。所以，海西运动以后，我国陆相沉积盆地才陆续发育起来。

石炭-二叠系陆相生油层系在渤海湾盆地南部、鄂尔多斯盆地西部分布最广。新疆准噶尔盆地上二叠统乌尔禾系已被证实是规模巨大的陆相生油层系。其他如河西走廊地区，以及山西省沁水盆地北部和晋中南一带的中—上石炭统及下二叠统也值得注意。

三叠系的上三叠统在北方是一套重要的陆相生油层系，在鄂尔多斯盆地形成规模巨大的生油区，面积可达8万平方公里。其他如准噶尔盆地西、南部上三叠统小泉沟组、天山南麓库车凹陷米斯布拉克群、吐鲁番的上三叠统，以及豫西济源地区的延长统都有陆相生油层系分布。

中—下侏罗统是我国南北著名的含煤生油层系，在四川、鄂尔多斯、柴达木盆地北部冷湖—德令哈，以及天山山前至河西走廊一带都成为重要生油区，形成了许多中、小型油气田。

上侏罗—下白垩统陆相生油层系主要分布在我国东部，松辽和二连盆地的登娄库组、燕山—阜新一带的阜新组、胶东半岛的莱阳组，以及浙闽地区的火山沉积岩系，都有上侏罗统生油层系，尚待进一步研究。

下白垩统陆相生油层系是我国最重要的较深—深水湖相沉积，有机质属Ⅰ型，生油潜能大，为大庆油田的形成提供了充足油源。从松辽、二连经内蒙河套地区至河西走廊一带，都有下白垩统生油区分布，酒泉西部盆地下新民堡群和六盘山地区的六盘山群都是重要的陆相生油层系。此外，合肥坳陷及江浙地区火山沉积岩系中也可能夹有陆相生油层系。

下第三系是我国另一个极为重要的陆相生油层系，为华北、中南和西北地区许多油气田的形成提供了丰富油源，成为规模巨大的重要含油气地区。在我国东部第三系可能发育了古长江、古黄河、古珠江等大型三角洲体系，有利于油气生成和储集，是值得我们进行详细勘探和科学研究的区域。

在西北地区准噶尔、塔里木和柴达木等盆地内，渐新—中新统也发育着陆相生油层系，为若干油田的形成提供了油源。此外，上新统—更新统陆相生油层系主要发育在柴达木盆地，并在东部形成了若干气田，它们是我国最年青的陆相生油层系，注意加强有机质成熟度的研究，才能正确指出找油、找气的有利地区。

尚须指出：在我国一些中、小型第三系陆相沉积盆地中，由于长期快速稳定沉降，第三系陆相生油层系拥有巨大的厚度和丰富的有机质，生成大量石油，形成了所谓“小而肥”的含油气盆地，这也是值得注意的。

三、中国海相生油层系的特征和分布

在我国海相沉积中，粘土岩生油层和碳酸盐岩生油层都很发育。海相沉积区的面积达250万平方公里，沉积厚度一般数千米，最厚可达万米。四川威远震旦系气田是我国所发现时代最老的海相气田，从中—上元古界、古生界到新生界的海相沉积中，油气显示丰富，都表明我国海相沉积具备良好的生油条件。其主要特征如下：

1.海相碳酸盐岩生油层的沉积特征

我国海相碳酸盐岩生油层多为低能环境下形成的暗色微晶石灰岩、泥灰岩、礁灰岩和生物灰岩。富含浮游生物化石，常见有孔虫、藻类、珊瑚、腕足类、海百合及软体动物等生物碎屑，有时灰泥的组成往往也以微古生物为主。色深、晶细、厚层—块状，水平微细层理发育，富含黄铁矿晶体，晶洞或层理间常见原生油苗和固态沥青。这些海相碳酸盐岩生油层多发育在盆地相、广海大陆架相、盆地斜坡相及开阔海台地相的中心部分，属持续低能带产物。长期稳定的还原环境使丰富的有机质得以顺利堆积、保存并向油气转化。这些相带分布较宽，有利于大面积生油，当它们与有利储集相带构成生、储、盖组合时，容易形成大型油气富集带。如前所述，近几年来的研究表明，处于高能带的礁相和礁前相也是有利的生油环境，容易形成礁灰岩、生物碎屑灰岩及粘土岩生油层。

2.海相沉积生油岩的有机质丰度和转化效率

我国南方下寒武统和北方中—上石炭统粘土岩生油层含有机质甚丰，有机碳含量约在1～3%。海相碳酸盐岩生油层有机质丰度变化范围不大，综合华北下古生界、华南古生界和塔里木盆地西南地区上石炭统至下第三系的海相碳酸盐岩分析资料，有机碳含量多介于

0.08～0.20%，一般为0.1左右，以湖南中部上古生界和四川三叠系稍高，可达0.2～0.4%；氯仿抽提物一般为 $n\times10^{-2}$%。西南地区普遍低一个数量级，约在 $n\times10^{-3}$%左右。

粘土岩的有机质丰度比碳酸盐岩高．一般同层位内有机质丰度从泥岩→泥灰岩→石灰岩→白云岩的方向减少。当碳酸盐岩中泥质含量高时，表明是在快速沉降堆积保存的产物，加上粘土矿物表面吸附作用强，原始有机质含量较高；反之，当泥质含量低时，表明缺乏快速堆积保存条件，沉积时原始有机质含量就低。碳酸盐岩生油层有机质丰度低，还与晶析作用中有机质的损失有关，因为在碳酸盐早期成岩阶段，反复溶解、胶结、交代等各种成岩作用强烈，易使有机物大量损失，在碳酸盐结晶过程中，有机质不能进入晶格而被排斥于矿物晶体外的间隙中而遭损失。

由此可见，海相碳酸盐岩生油岩的有机质含量比粘土岩往往要差一个数量级，但是氯仿抽提物及烃含量却常常相差甚微，这说明碳酸盐岩生油层中有机质的转化效率普遍较高，沥青转化系数（氯仿抽提物/有机碳）一般可大于15%，烃转化系数(总烃/有机碳)可大于5～10%。碳酸盐岩生油岩有机质的转化效率高，关键在于其母质类型多属Ⅰ型和Ⅱ型。

海相碳酸盐岩生油岩的评价标准，如前述吉曼的统计（图 2-4-1），碳酸盐岩平均有机碳含量为0.24%，约相当于粘土岩的1/5；参考这个比例，中国科学院贵阳地球化学研究所(1973)根据我国陆相粘土岩生油岩有机碳下限一般定在0.5%左右，将碳酸盐岩生油岩标准定在0.08～0.1%。

3.我国海相生油层的演化程度

我国海相生油层的时代范围很长，从古老的中—晚元古代至晚第三纪中新世多有分布。

我国中、新生界海相生油层主要发育在台湾省和东南沿海大陆架，以及青、藏、新地区。台湾和海域的中新统已见油气田，说明生油岩已进入成熟阶段，而埋藏较浅的中新统和上新统则可能尚有未成熟的情况；至于青、藏、新地区的海相中，新生界，区域地质背景复杂，演化程度可能因地而异，需要具体分析，从未熟至过熟的情况都可能存在。我国大面积分布的古生界海相生油岩，主要处于成熟至过熟阶段，因此研究各地成熟阶段的下限是开展海相碳酸盐岩油气勘探首先急需解决的课题，各地情况差别甚大，应该认真仔细对待，不能简单地一概而论。

总之，从有机质演化程度分析，我国中、新生界海相生油层多已处于成熟阶段，可以作为油气勘探的对象；古生界海相沉积则处于成熟至过熟阶段，要根据各地区的演化程度慎重选择找油还是找气的勘探方向。

• 中元古代蓟县纪大量发育碳酸盐岩，代表中元古海侵的高潮，在冀东坳陷沉降幅度最大，中—晚元古界沉积厚近万米。其中的雾迷山组和高于庄组可能是我国发现的最老生油层系，同位素绝对年龄约为8～19亿年，环境稳定，气候温暖湿润，蓝、绿藻生物呈周期性大量繁殖，沉积物以碳酸盐占绝对优势，富含有机质，色暗，形成藻叠层白云岩，占地层总厚度的50%以上。特别是密纹层、密波纹藻叠层白云岩含有机质最丰，击之有沥青臭味，称为沥青质白云岩。华东石油学院勘探系用偏光和荧光显微镜鉴别有机质的原生性，取得了良好的结果。原生油苗及油气显示甚多，有机碳含量为0.1～0.26%，氯仿沥青“A”(1.5～3) $\times10^{-2}$%，具备良好的生油条件，在华北地区这是一套值得重视的海相生油层系。

• 震旦系海相生油层系分布在南方，上统陡山沱组黑色泥、页岩和灯影组富藻白云岩都是生油层。前者分布在川东、湘鄂西及黔北一带，后者发育在四川、黔北、湘鄂西、江汉直到苏北—南黄海的广大区域。四川威远气田中的天然气即来自灯影组的富藻白云岩。

• 寒武系和奥陶系是一套以碳酸盐岩为主的海相沉积，生油层系的发育同海侵有密切联系。南方主要海侵期为寒武纪和早奥陶世，北方则为寒武纪和中奥陶世。

寒武系是一套海侵沉积，南方的“扬子海”、北方的“中朝海”，海盆开阔，水域不断扩大，沉积环境稳定，适于生油层系的发育。寒武系生油层在北方和西北地区以上统碳酸盐岩为主，生油区主要分布在华北，其次在鄂尔多斯、塔里木及柴达木的部分地区。华东石油学院碳酸盐岩石油地质研究室在华北地区的研究，认为下统府君山组和上统风山组深灰色块状云斑灰岩及叠层藻灰岩生油条件较好，有机碳含量为0.11～0.14%，有利生油区在坝县一渤海一带。我国南方寒武系以下统海相暗色粘土岩及碳酸盐岩为主要生油层系，发育在黔北、四川、川湘一带，富含有机质，有裂隙油苗、气苗和沥青脉，具备良好生油条件。在下扬子地区江浙一带上寒武统见有沥青，为一套温暖气候下的浅海沉积，也可能适于生油。

奥陶系在我国是分布最广的海相碳酸盐岩系。南方下奥陶统浅海相碳酸盐岩生油层系分布在川东、滇黔桂、川湘至下扬子一带，生物化石丰富，有机碳含量为0.1～0.5%，富含黄铁矿，在江苏见灰岩晶洞裂隙原油，浙西见沥青脉。北方中奥陶统为浅海相稳定的碳酸盐沉积，广泛分布在华北、山西、鄂尔多斯一带。华北地区马家沟石灰岩残厚600～800米，灰至深灰色，中层～块状，化石丰富，有机碳为0.11～0.22%，氯仿抽提物$(2\sim7)\times10^{-2}\%$，属低能局限海到开阔海沉积，是有利的生油层系，其生油条件有向北变好的趋势。西北地区塔里木和柴达木盆地也有奥陶系浅海相碳酸盐沉积，据零星资料认为下统比中统的生油条件好。

• 志留系生油层系分布在南方四川、滇黔桂和下扬子地区，有机碳为0.2～1.02%，氯仿抽提物$(5\sim9)\times10^{-2}\%$。见到多种类型油气显示，浙西康山沥青煤脉规模巨大，可能为石油炭化变质产物。在贵州凯里地区则见碳酸盐岩中产液体原油，生油条件较好。

• 泥盆系中、上统海侵沉积具备生油条件，可能生油区分布在雪峰古陆两侧的滇黔桂湘地区。滇东、黔南一带浅海相暗色碳酸盐岩夹粘土岩厚逾千米，油气显示普遍，为可能的生油层系。四川龙门山地区中泥盆统厚达2800米，油气显示丰富，是有利的生油层系。

• 石炭系生油层在南方以下统海相碳酸盐岩为主，发育在滇黔桂湘一带，其次尚有龙门山、下扬子地区，厚逾千米，有晶洞原油和井下气喷等多种类型显示，湖南祁阳文家冲油苗，见褐色原油从石灰岩裂隙中溢出，三天可捞含水原油400余斤。在北方中、上石炭统为海陆交互相沉积，是闻名中外的造煤层系，但在拗陷区暗色泥岩发育，仍可能相变为生油层系。此外，西北塔里木和柴达木盆地的碳酸盐岩也可能生油。

• 二叠系海相碳酸盐岩广泛发育在南方，早二叠世大规模海侵造成区域性分布的阳新统浅海相生油层系，在四川、滇黔桂及下扬子一带，多为暗色碳酸盐岩，化石丰富，常具沥青臭味，油气显示普遍，常见灰岩裂隙及晶洞含原油。川中龙女寺构造女基井栖霞组顶部测试获气4.55万立方米/日以及川南若干二叠系气田的发现，都证明二叠系具备生油气能力。在西北塔里木盆地下二叠统也是暗色碳酸盐岩，有机碳达0.25～1.5%，晶洞原油、沥青及裂隙沥青甚多，也是良好的生油层系。此外，青藏高原海相二叠系中也可能有生油层系。

• 三叠系在南方为海相沉积。在龙门山一康滇古陆以东的川滇黔桂和长江中下游（包括苏北一南黄海）一带，中、下三叠统多为浅海、滨海及泻湖相沉积，暗色泥质碳酸盐岩和粘土岩发育，局部夹有石膏。四川发现大量工业性油气田、其他区域常见油气显示。伏牛山东风13井试油产油2840公斤，都证明是一套良好的生油层系。

• 侏罗系和白垩系海相生油层系主要分布在西藏北部。唐古拉山地区侏罗系海相碳酸盐岩

普遍具沥青臭味，安多地区在连续厚达560米的碳酸盐岩中，裂隙和晶洞多为沥青及稠油充填。海相侏罗系是我国青藏高原的重要生油层系。

在藏北可可西里—叶西尔湖和班戈—改则一带，海相白垩系暗色碳酸盐岩和粘土岩生油层发育，有孔虫石灰岩的厚度可达数百米，裂隙和晶洞常被沥青或稠油充填；在新疆塔里木盆地西南地区，上白垩统海相牡蛎石灰岩、泥灰岩和泥岩，岩性稳定，厚达数百米，也是可能的生油层系。

下第三系海相沉积分布在西藏、新疆、东部沿海及海域，发育有生油层系。藏北里田湖和叶西尔湖地区灰黑色石灰岩和沥青质页岩发育，厚度超过2000米，是良好的生油层系；新疆塔里木盆地西南地区暗色粘土岩和石灰岩，也具备生油条件；东部华北、苏北、广东龙归以及江汉盆地的下第三系地层中陆续发现海相化石分子，说明曾经遭受海侵；台湾西部及台湾海峡海相下第三系已变质，但向东海、南海从始新统至上第三系都可能具有海相生油层系。今后，随着我国东南沿海大陆架油气勘探的进展，必将证明这里是第三系海相生油层系异常发育的区域。

四、陆相生油典型实例

1.松辽盆地白垩系的生油特征

松辽盆地是我国东部的一个极为重要的含油气盆地，著名的大庆长垣油气聚集带即位于盆地中央。盆地面积约26万平方公里，是侏罗纪开始裂陷以来的长期继承性构造拗陷，白垩系厚约4000～5000米。在中—晚白垩世，出现了两次大幅度沉降阶段，引起了广泛湖侵，发育黑色泥岩，形成了两套良好的生油层系：一套是青山口组一段，形成于阿尔必期或赛诺曼期，距今约一亿年，湖水覆盖面积为87000平方公里；另一套为嫩江组一段，形成于土仑期或赛诺早期，距今约7500～9000万年，湖水覆盖面积可达十余万平方公里。松辽盆地白垩系的生油特征，经大庆油田科学研究设计院多年的研究，可以概括如下：

（1）松辽盆地白垩系是在侏罗纪开始裂陷以来的长期继承性构造拗陷中沉积的，因此，白垩系不同生油层段的有利生油区与拗陷中心所在的深湖—较深湖区范围有着密切的关系（见前图2-4-28）。由此可见，在陆相沉积盆地内，科学地进行岩相古地理分析，对确定有利生油区具有重要意义。

（2）有机质丰度高，转化程度超过海相。在白垩纪的松辽湖泊中，水生生物十分发育，淡水介形虫化石堆积成层或形成介形虫灰岩。微体生物化石之多，表明当时湖泊营养丰富，浮游生物繁盛，已发现蓝藻、绿藻、裸藻、甲藻等浮游植物化石。湖泊周围陆地高等植物亦甚发育，为湖泊提供了大量陆源有机质。因此松辽盆地主要生油层青一段、青二、三段和嫩一段有机质极为丰富，有机碳含量约为3～7%；转化程度高，总烃/有机碳比值可达161～196毫克/克，而美国尤英塔盆地陆相绿河页岩和法国巴黎盆地海相下托尔页岩分别只有150和100毫克/克。

（3）干酪极具典型的湖相特征。根据元素分析及镜下鉴定，可将松辽盆地主要生油层中的干酪根划分为三类（表2-4-24）：

Ⅰ类　腐泥型干酪根：H/C原子比一般大于1.5，氢指数大于650；镜下鉴定藻质体和壳质体占75～100%；在红外光谱上，2920～2860 cm^{-1} 饱和烃C—H键吸收峰特别发育，1575～1625 cm^{-1} 芳香核C═C键吸收峰很小，生油潜力很大。

Ⅱ类　混合型干酪根：H/C介于1.5～0.65之间，氢指数为650～100；镜下藻质体—壳质体与镜质体—丝质体各约占50%；在红外光谱上，芳香核C═C键吸收峰比较发育，在

表2-4-24　松辽盆地干酪根类型划分表(据杨万里、李永康等,1980)

层位	井号	深度 米	C	H	O	H/C	O/C	氢指数	氧指数	干酪根类型
青一段	杏 4	1477.5	72.7	9.6	—	1.58	—	672	12.3	Ⅰ
嫩一段	杏 143	887	54.7	6.9	17.23	1.51	0.236	603	28	Ⅰ
青一段	杏 4	1518	62.63	6.99	4.54	1.59	0.064	879	13	Ⅰ
青二、三段	绥 17	309	72.40	8.06	7.65	1.335	7.92	441	25	Ⅱ
青二、三段	塔 6	1404.5	79.75	9.21	3.61	1.386	3.39	589	10	Ⅱ
嫩四段	葡浅11	468	63.80	4.19	17.09	0.783	0.200	39	57	Ⅲ
泉三段	杏 4	1749.5	68.83	3.73	12.44	0.89	0.172	—	—	Ⅲ

1460cm^{-1}处CH_2、CH_3基团的频带较低,反映陆源高等植物的明显作用。

Ⅲ类　腐殖型干酪根:H/C一般小于0.65,氢指数小于100;镜下可见镜质体和丝质体占75~100%。

大庆石油科学研究设计院李永康、高瑞祺(1982)对松辽盆地干酪根进行了热模拟测试,并与范·克雷维伦的煤素质碳化作用轨迹(见图2-3-18)加以比较,看出松辽盆地干酪根具有下列典型湖相特征:

1)松辽盆地Ⅰ类干酪根H/C原子比下降的最大区间在350~400℃,而美国尤英塔盆地绿河页岩Ⅰ类干酪根H/C原子比下降最大区间在400~450℃。表明前者所含饱和烃骨架结构比后者松散,产烃效率更高。

2)松辽盆地Ⅰ类干酪根,在演化过程中氧的损失不明显;Ⅱ类干酪根在演化初期就有明显的氧消耗,以致出现Ⅰ类与Ⅱ类演化轨迹相交的现象。而绿河页岩干酪根(Ⅰ类)与下托尔贡岩干酪根(Ⅱ类)的演化轨迹却不相交,这可能表明陆相混合型干酪根比海相混合型干酪根含有更多的聚芳香核和含氧官能团。

3)松辽盆地干酪根的演化轨迹与范·克雷维伦的煤素质演化轨迹相似,Ⅰ类干酪根(藻质体)与Ⅱ类干酪根(壳质体)演化轨迹相交,更进一步证明松辽盆地的Ⅰ类干酪根来源于藻类。

松辽盆地干酪根在时间和空间分布上有明显的规律:在剖面上,青一段和嫩一段含Ⅰ类干酪根较多,青二、三段含Ⅱ类较多;在平面上,长期继承性构造拗陷中的深湖相干酪根属Ⅰ类,河流及湖沼相的属Ⅲ类,中间过渡带的为Ⅱ类,呈环带状分布特征。

(4)湖盆中烃类成分呈环带状分布。在大型湖盆中,近湖岸陆源有机质含量高,向湖心水生生物有机质含量增加。原始生油母质的这种分布状况,决定了烃类组成也呈环带状分布的特征。由表2-4-35可知:在较深湖—深湖相中,正烷烃低碳数分子含量多,主峰碳数低,$C_{21}+C_{22}/C_{28}+C_{29}$、饱和烃/芳香烃和姥鲛烷/植烷等比值均较大,反映水生生物占主导地位;而在滨浅湖-沼泽相中,正烷烃高碳数分子含量高,主峰碳数较大,$C_{21}+C_{22}/C_{28}+C_{29}$、饱和烃/芳香烃和姥鲛烷/植烷等比值均较小,反映陆源高等植物有机质占主导地位。

(5)生油岩与原油具有典型陆相的地球化学特征。松辽盆地白垩系生油岩与原油具有明显的陆相地球化学特征:

1)原油具高蜡低硫(含蜡量15~30%,含硫量小于0.2%)、高镍低钒(Ni/V≥28)特征,存在镍卟啉,未见钒卟啉。

2)原油和生油岩的碳同位素$\delta^{13}C$值低。原油$\delta^{13}C$值介于-26.6‰~-29.7‰之间,生油岩抽提物的$\delta^{13}C$值始介于-24.9‰~-27.7‰之间。二者均比海相的数值低。

表2-4-25　　深湖相与湖沼相烃类组成的区别（据杨万里、李永康等，1980）

指标 环境	正烷烃主峰碳数	$\frac{C_{21}+C_{22}}{C_{28}+C_{29}}$	OEP	Pr/Ph	Pr/nC_{17}	饱和烃 芳香烃
深湖相	C_{19}，C_{21}或C_{23}	2-10	1.00—1.17	1.2—1.8	< 0.5	> 2.2
湖沼相	C_{25}，C_{27}	< 2	> 1.3	< 1.2	> 1.0	< 2.0

3)生油岩和原油中含有明显指示陆相生物标志的化合物，已发现13种三萜烷化合物，还发现了苝，尤其在湖滨陆生植物丰富地带，苝的含量高。

4)湖侵期生油岩以含典型湖相的Ⅰ类干酪根为主。

（6）松辽盆地主要生油层段最大埋藏深度约为1500～1800米。烃类演化可划分为四个阶段（图2-4-41）：

1)未成熟阶段：埋藏深度小于1100～1300米，地层温度低于60～70°C。总烃/有机碳比值小于30毫克/克，OEP>1.20，与正烷烃相比，异戊间二烯型烷烃含量较高，Pr/Ph<1。孢粉颜色为黄至棕黄色，镜质体反射率<0.5%；粘土矿物为大量分散的蒙脱石。在细菌作用下，有机质降解生成少量甲烷、二氧化碳和水。

2)低成熟阶段：埋深介于1300～1900米之间，地层温度约达70～90℃；总烃/有机碳比值从30毫克/克剧增至120～160毫克/克，OEP<1.20，正烷烃含量增加，使异戊间二烯型烷烃相对含量减小，Pr/Ph>1，孢粉颜色为棕黄至棕色，镜质体反射率为0.5～1.0%。粘土矿物出现大量蒙脱石—伊利石混合层。本阶段干酪根大量降解生油，以重质油为主。

3)高成熟阶段：埋深约为1900～2900米，地层温度介于90～120℃之间；总烃/有机碳比值逐渐减至50毫克/克以下，OEP一般为1.0～1.1。孢粉颜色变深，呈棕至棕黑色，镜质体反射率增至1.0～2.0%。粘土矿物中分散性蒙脱石和高岭石含量很少，乃至消失，除蒙脱石—伊利石混合层外，还普遍见到蒙脱石—绿泥石混合层。本阶段产物以轻质油和湿气为主。

4)过成熟阶段：深度超过2900米，地层温度大于120℃，总烃/有机碳比值很小。孢粉颜色呈棕黑至黑色，镜质体反射率大于2.0%。粘土矿物中混合层粘土矿物消失，出现较多分散状绿泥石，泥质多绢云母化或绿泥石化。本阶段液态烃几乎全部高温裂解，以干气为主要产物。

2.济阳拗陷下第三系的生油特征

中生代以来，在库拉—太平洋板块的作用下，中国东部中朝陆块开始解体，伴随拉张发生了裂陷与火山喷发，同时产生了一系列近海裂陷盆地，济阳拗陷即为其中之一。早第三纪块断活动加强，形成了巨厚的湖相沉积，为有机质堆积并转化为油气创造了良好条件。

济阳拗陷位于黄河河口地区，在区域构造上属渤海湾复杂块断盆地的一部分，面积为25000平方公里，第三系陆相沉积厚达7000～12000米。燕山和喜马拉雅运动使拗陷强烈分割，形成多凸多凹、凸凹相间的格局，包括东营、惠民、沾化、车镇等四个凹陷，致使济阳拗陷具有多沉降中心和多物源沉积的特点。各凹陷在构造和沉积上的差异，控制着各自的油气生成和富集条件。胜坨及孤岛油田位于其中。

（1）快速稳定沉积形成了巨厚的生油层系

在块断作用下，周缘凸起不断上升剥蚀，凹陷不断下降沉积，快速稳定沉积了巨厚的下第三系多旋回沉积，东营凹陷最厚可达8000米，沾化、车镇凹陷的厚度也超过5000米，平

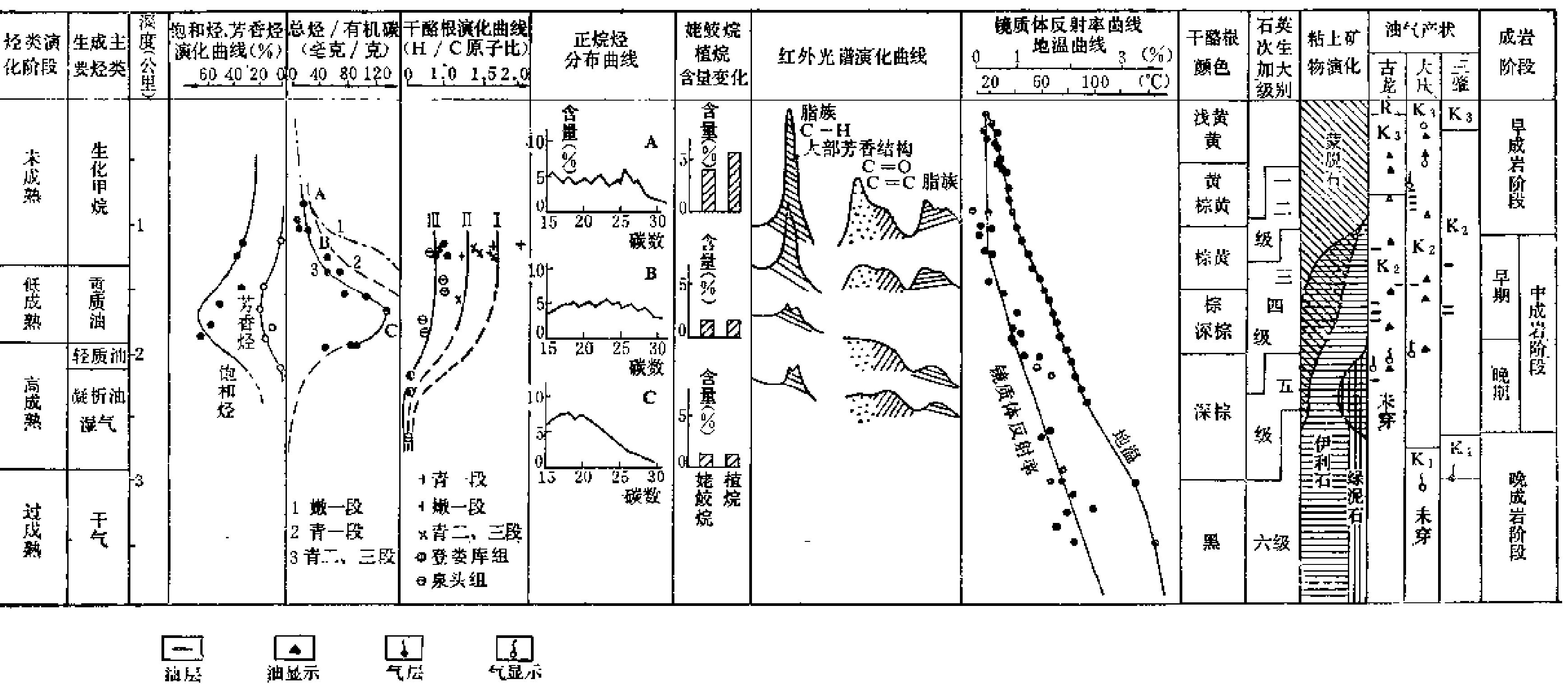


图2-4-41 松辽盆地白垩系烃类演化阶段图
（据杨万里、李永康等，1980）

均沉积速度为0.1～0.4毫米/年。每当凹陷进入稳定沉降时期，湖盆水体不断加深，水域逐渐扩大，形成了良好的较深水—深水湖相沉积，创造了有利于有机质堆积、保存、转化的还原环境，发育了大套暗色有机泥岩，特别是在凹陷中心暗色泥岩分布频率最高，在东营凹陷渐新统的生油层累计厚度可达1900米，形成“小而肥”的近海湖盆。

（2）近海湖盆发育了丰富的沉积有机质

济阳坳陷下第三系湖盆，地处近海，气候温暖湿润，陆源水系使湖水水体稳定、汇聚陆源有机质，增加湖泊营养，为水生生物的发育、繁殖创造了有利条件，淡水水生生物及陆源植物残体种类繁多、数量很大，同时由于局部受海水影响，出现了半咸水生物。在这种近海湖盆中沉积有机质的分布有明显的规律：在水盆边缘陆源植物和底栖动物比较发育，而向湖盆中部藻类等水生生物显著增多，对生油有利，一般约占湖盆面积的2/3。据胜利油田地质科学院周光甲计算(1980)，按湖盆中部有机碳平均含量以1～2％计，济阳坳陷每立方公里暗色泥岩有机碳约为0.4～0.5亿吨，其中以东营凹陷最富集，有机碳含量可达1300亿吨，占全区48％。

（3）长期继承性凹陷具有较大的生油潜力

济阳坳陷各个凹陷的地质构造发育史不尽相同。在每个凹陷中，有利于生油的较深湖—深湖相沉积只占凹陷的一部分面积，被视为生油洼陷。下第三系的发育程度详见表2-4-26。

表2-4-26　济阳坳陷各凹陷构造发育类型

凹陷	东营	沾化	惠民			车镇
生油洼陷	利津	四扣	磁镇	临南	阳信	套儿河
下第三系厚度，米	5000～8000	5000	6000	10000	5000	5000
凹陷类型	Ⅰ	Ⅰ	Ⅲ	Ⅰ	Ⅲ	Ⅱ

注：Ⅰ—长期继承性凹陷；Ⅱ—继承性凹陷；Ⅲ—非继承性凹陷。

根据地质构造发育史，可将济阳坳陷的各凹陷划分为三种类型：

Ⅰ、长期继承性凹陷：包括东营、沾化两凹陷和临南洼陷。长期继承性沉降，接受巨厚的渐新统沉积，至东营组末期，主要生油层系沙三段埋深已达2000～3000米，有利于有机质成熟转化，岩石中总烃可达400～1000ppm，氯仿沥青“A”/有机碳＞100毫克/克，总烃/有机碳＞30毫克/克。其中尤以利津洼陷最好，总烃含量高达1790ppm，生油潜力最大。

Ⅱ、继承性凹陷：如车镇凹陷及渤海海域的一些凹陷。渐新世时基本上仍属继承性沉降，唯沉降幅度略小，至渐新世晚期和新第三纪才发生明显沉降，渐新统生油层系有机质成熟时期可能较晚，需延至新第三纪以后。

Ⅲ、非继承性凹陷：如惠民凹陷的阳信、磁镇等洼陷。沙三段沉积厚度很大，有机碳和氯仿沥青“A”含量也高，但后期经历了较长的间断，甚至遭受剥蚀。如阳信洼陷东营组残留厚度仅为120米，磁镇洼陷中心已露出沙一段，至渐新世末期沙三段最大埋深仅有1400余米，有机质成熟度低，尚处在转化的低级阶段，生成烃类少。

综上所述可知：尽管各凹陷沙三段厚度普遍较大，暗色泥岩比例较高，岩石中有机质含量也较丰富，但因各凹陷的构造发育史不同，沉积有机质所经历的地温史差异甚大，生油潜力也就相差悬殊。比较起来，当然以长期继承性凹陷的生油潜力最大。

（4）两类有机质衍生的混合型干酪根

据东营凹陷下第三系干酪根的元素分析，H/C原子比为1.10～1.35，O/C原子比为0.06～0.18，代表低等水生生物与高等陆源植物的混合型有机质。在生物显微镜和电子显微镜扫描观察下，可见两类有机碎片：主要一种呈无定型、云雾状，构造不清，由浅黄至棕黑色碎片和藻胞组成，属腐泥型，约占70%；另一种为镜质体，边缘轮廓较清晰，红色透明，伴有少量黑色丝质体碎片，属腐殖型。所以，元素分析和镜下观察都表明东营凹陷下第三系干酪根是由两类有机物质衍生的结果。

（5）济阳拗陷下第三系的油气生成过程

综合东营、沾化和车镇等凹陷生油岩各项地球化学指标随埋藏深度的变化，可以看出济阳拗陷下第三系沙三段有机质的成熟温度为93℃，主要生油期的埋藏深度约为2200～3000米，油气生成过程显现出三个阶段（图2-4-42）：

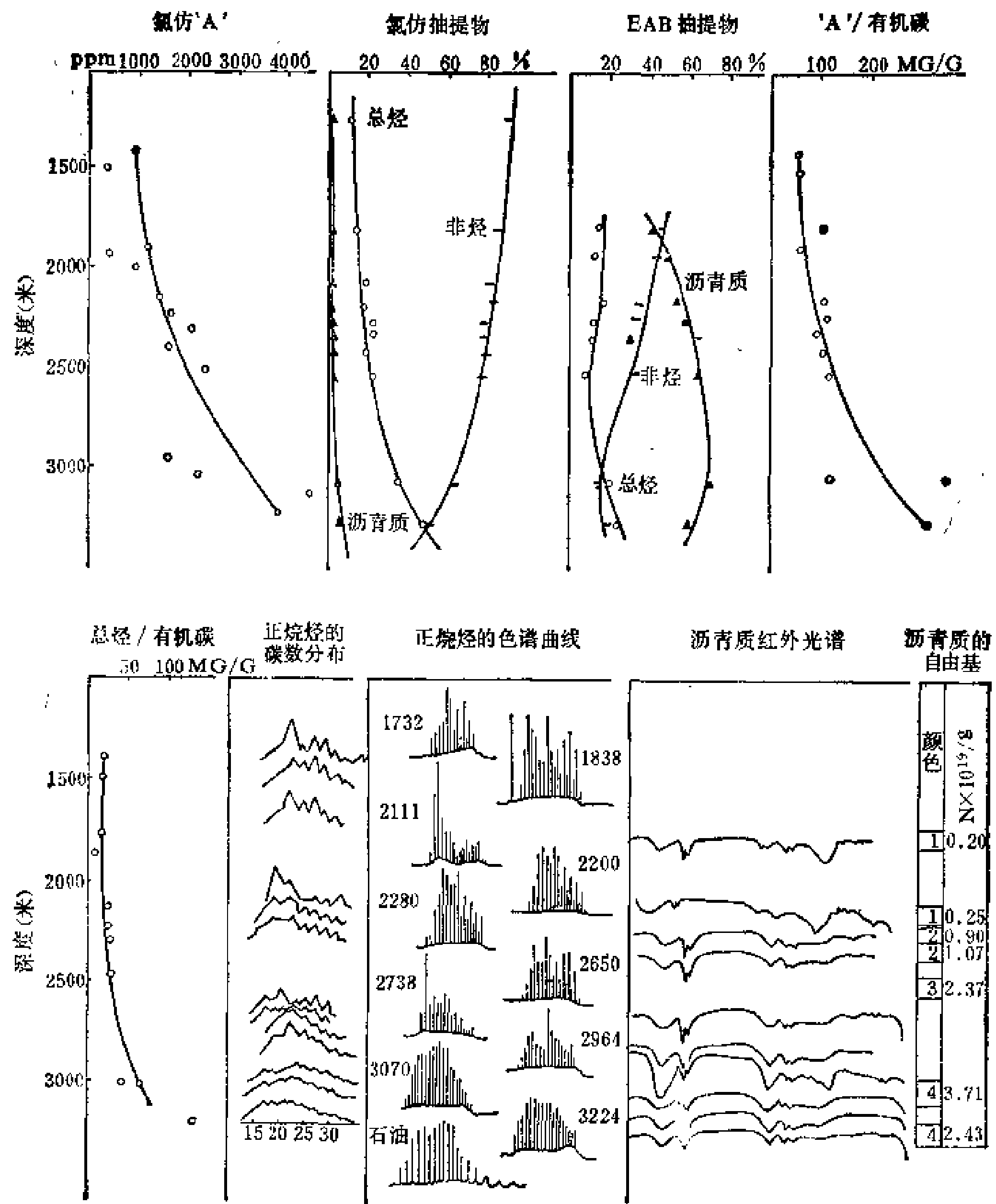


图2-4-42　东营凹陷沙三段中部生油岩地球化学指标与深度关系图（据周光甲，1980）

1)未成熟阶段：埋深<2200米，地层温度<93℃。干酪根发生生物化学降解，以生成水和二氧化碳为主，生烃作用微弱。总烃含量<200ppm，氯仿抽提物中非烃含量>80%，元素组成中氧含量>15%，正烷烃 CPI 值>2.0，姥鲛烷/nC_{17}、植烷/nC_{18} 均大于1。沥青质含量低，但其红外光谱 C=O、—O—等含氧官能团的吸收峰明显存在。粘土矿物中蒙脱石含量达50～80%，蒙脱石/伊利石>1。

2)成熟阶段：埋深为2200～3000米，地层温度为93～122℃。干酪根降解生成大量烃类，总烃随深度增达200～1000ppm，非烃则从80%迅速减至50%。正烷烃 CPI 值从1.90减为1.40；姥鲛烷/nC_{17}、植烷/nC_{18} 均减小，表明稳定成分正烷烃增加。沥青质中杂元素官能团的吸收减弱。粘土矿物中蒙脱石进一步向伊利石转化，伊利石含量可高达90%，矿物层间距缩小，泥岩孔隙度从15%降低到5%，迫使大量生成的烃类随层间水一起排出，发生初次运移。

3)高成熟阶段：埋深3000～3800米，地层温度122～155℃。除干酪根进一走降解外，已生成的烃类进一步裂解为低分子烃类，总烃大幅度增加，从1000 ppm 增至5000 ppm。正烷烃 CPI 值为1.30～1.00，非烃减至50%以下，非烃/总烃<1。沥青质含量也有减少的趋势，芳核上的烷基侧链裂解形成烃类，芳核本身进一步缩合成含碳量更大的聚合物。此阶段虽有大量轻烃生成，但泥岩孔隙度已减至4%以下，造成运移的阻力，在本区3600米以下的始新统含膏盐层段常见被油浸润的泥岩，在4000米以下的下始新统地层中见气显示，表明可能成为高温生气阶段。是否出现甲烷大量膨胀致使生油层泥岩产生微裂缝促进初次运移，是今后值得注意研究的课题。

总之，对我国各种陆相和海相沉积盆地，都要从区域性研究入手，在阐明大地构造性质和岩相古地理的基础上，深入分析各层系的沉积史、地温史和构造史，结合有机地球化学研究结果，在剖面上划分有利的生油层系，在平面上圈出有利的生油区，就可为在各盆地内研究油气藏的形成和分布，指出有利的勘探方向，奠定坚实的基础。

第三篇　油气运移和中国油气藏

第五章　石油和天然气的运移

石油和天然气在地壳内的任何移动，都称为油气的运移。

油气运移可以导致油气的聚集和油气藏的形成；同样，也正是由于油气运移还可以导致石油和天然气的分散，使已形成的油气藏遭到破坏。是集中还是分散，是形成还是破坏，这决定于周围的地质环境。

石油和天然气的运移，是它们在生油岩中生成之后就开始的，所以，油气运移是油气生成过程的继续。在生油岩中生成的，呈分散状态的油气，经过初次运移进入储集层中；在储集层中，又经过二次运移，进入具有圈闭条件的地方聚集，形成油气藏。已经形成的油气藏，可以由于圈闭条件的改变，或其它原因而遭到破坏，使得油气重新运移，并可能在新的圈闭中聚集，造成一个新油气藏的再形成；或者是流失地表，遭到完全破坏。总之，油气运移是和油气藏的形成、破坏、再形成联系在一起的。由此可见，研究油气运移问题的重要性。

油气运移要研究的基本内容包括：油气从生油岩向储集层进行初次运移机理的研究；在储集层中所进行的二次运移的过程，以及运移的时期、方向、距离和促使油气运移的动力等。很显然，这些问题的了解，对研究油气藏的形成及油气勘探工作有重要的理论意义和实际意义。

油气运移问题是一个很复杂的问题，它涉及的范围很广；近些年来，国内外开始做了大量研究工作，发表了一些文章，提出了一些看法，观点不尽相同。同时，也提出了一系列需要解决的问题。要解决这些问题，只能通过理论推测的方法、实验的方法和从实际油区地质资料出发进行总结归纳的方法。由于各地区的具体地质条件是千变万化的，所以，对已有的论点和认识，必须结合要研究地区的实际地质情况，作具体的分析，才能得出比较切合实际的结论。这也是目前研究油气运移当中，很值得注意的问题。

第一节　石油和天然气的初次运移

在生油层中生成的石油和天然气，自生油层向储集层中的运移，称为初次运移。

生油层中生成的石油和天然气，最初是呈分散状态存在于生油层中的，要形成有工业价值的油气藏，就必须经过运移和聚集的过程，初次运移在这个过程中占极重要的地位。

一、研究石油初次运移，对石油勘探的实际意义

1.确定生油岩排烃的有效厚度：根据对生油岩中烃类含量的分析可以确定生油岩排烃的有效厚度，如图 3-5-1 所示。该图表示阿尔及利亚储集层上覆泥盆系页岩生油岩中烃类的含量，以及胶质、沥青质的含量，单位以毫克/克$_{有机碳}$（即每克有机碳中所含烃类的毫克数）

表示。

从图中可以看出，生油层初次运移有效排烃厚度约为28米（上、下距储集层各14米）。当然这个数字不是绝对的，更不是在任何地区都是一样的；但是它给我们提供了一个极其重要的概念，即并不是生油层中所有的烃类都全部能初次运移排到储集层中，而是只有与储集层相接触的一定距离内生油层中的烃类才能排出来。这个有效的距离就是生油层排烃的有效厚度，其具体数字在各不同地区可能有所不同。

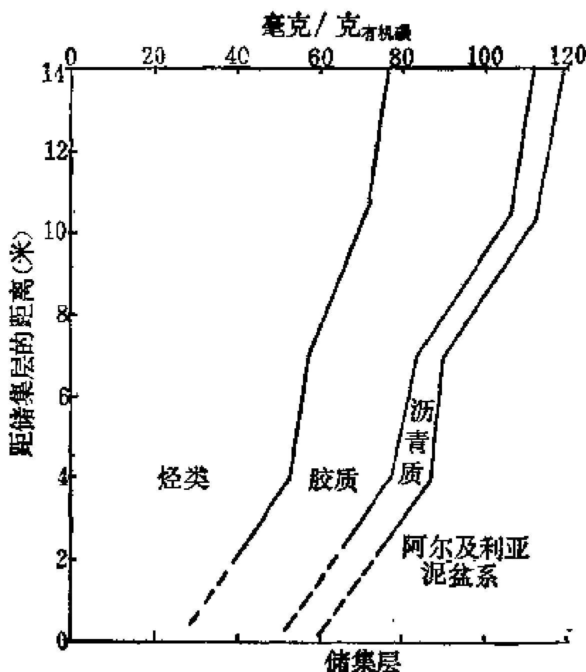


图3-5-1 阿尔及利亚储集层上覆泥盆系页岩生油层中烃类、胶质、沥青质含量图（据B.P.Tissot，1978）

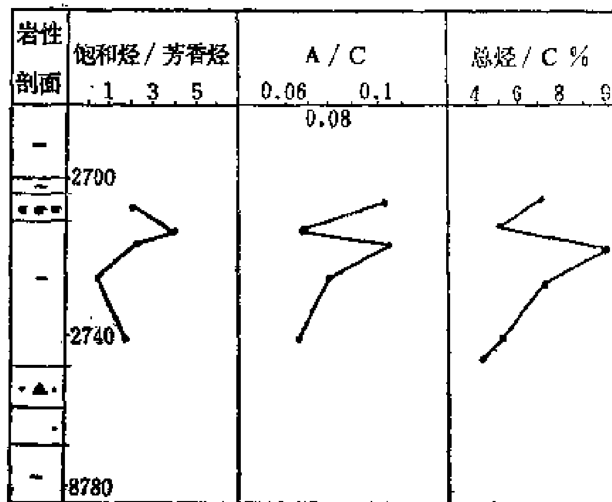


图3-5-2 黄骅拗陷板桥地区板870井生油岩沥青化学指标随与储集层距离变化曲线（据大港油田）

我国渤海湾盆地黄骅拗陷板桥生油凹陷中，属三角洲体系中的生、储、盖组合关系，以侧变式和交互式为主要形式，生油层连续厚度小，一般为100米左右，比较有利于油气的初次运移。因此，在生油层泥岩中未发现活跃的、大数量的油气显示，说明生油岩中生成的油气大部分经初次运移已排出生油层进入储集层。但是，通过对岩芯含沥青化学资料的分析，仍发现生油层中总烃/有机碳、氯仿沥青“A”/有机碳、饱合烃/芳香烃等数值的变化，愈接近储集层其含量愈低；取样层厚50米，其值降低50%，如图3-5-2所示。

沧东凹陷孔店组上部生油层的情况则与板桥地区有所不同。孔店组上部为厚约500米的暗色泥岩夹薄层石膏，录井中油气显示井段长达100米以上，油气均分散在泥岩与石膏层的层理面上。歧口凹陷周清庄地区下第三系沙河街组第一段下部至东营组第二段为厚约700米的暗色泥岩，是良好的生油层；录井中在泥岩层见活跃的气测异常，气测值比背景值高出十倍以上。这些情况都说明，由于生油层连续厚度太大，远离储集层，油气初次运移的输导条件差，致使生油层中生成的油气没有通过初次运移充分排出，仍保留在原有的生油岩中。

建立生油层排烃有效厚度的概念，可以使我们能更切合实际地进行油气资源的评价，把排烃无效的厚度去掉。并且由此可以得出，最优越的生油层是与储集层呈互层关系的。那些过厚的块状泥岩生油层并不是最有利的，因为过厚的生油层中会有相当一部分厚度对初次运

移排油是无效的，即它们所生成的烃类是排不出来的。

2.根据初次运移的时期确定油气藏形成的主要时期：油气初次运移是油气藏形成的前提。油气初次运移的时期是油气藏形成时间的上限，即油气藏形成的最早时间，在没有初次运移之前，油气藏是不可能形成的。此外，在评价圈闭形成时间对油气聚集的有效性方面，初次运移时期也是一个极重要的依据。只有那些在初次运移之前或与初次运移同时形成的圈闭，对油气聚集才是有效的。

正是由于初次运移对油气藏的形成及油气勘探工作有极重要的实际意义和理论意义，所以，近些年来，它已经成为石油地质科学研究中的重大课题。

二、油气初次运移的物理状态和主要运载体

在初次运移中，液态烃类的大部分，是以游离的原有相态运移的，只有少量可能是以溶解于水中的方式运移。这首先是由于液态烃类（石油）大量溶解于水中是比较困难的。虽然普赖斯（Price）曾经提出，随着温度的增加，液态烃类在水中的溶解度增加，并作出了实验曲线，如图3-5-3所示。从曲线可以看出，法姆尔原油在160℃时的溶解度大约是150 ppm，曲线显示出溶解度趋向于随温度进一步增高而增大。但是，这些温度值比石油生成的有效温度范围60～150℃要高得多。根据计算，在初次运移时，水中烃类的溶解度至少是在8000ppm左右。显然，在已知的生油有效温度范围内，如此大量烃类溶解在水中是不可能的。因此，可以认为初次运移中，液态烃类主要是以原有的相态与水一起运移。

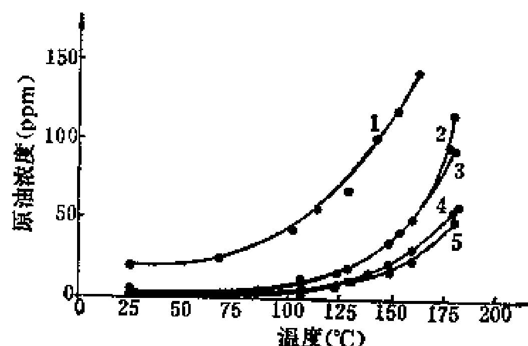


图3-5-3 原油在水中的溶解度随温度的变化(据Magara，1978)
1—怀俄明州法姆尔原油；2—阿拉斯加原油；3—里迪河原油；4—尤尼恩文奈原油；5—路易斯安那州阿姆瑟湖原油

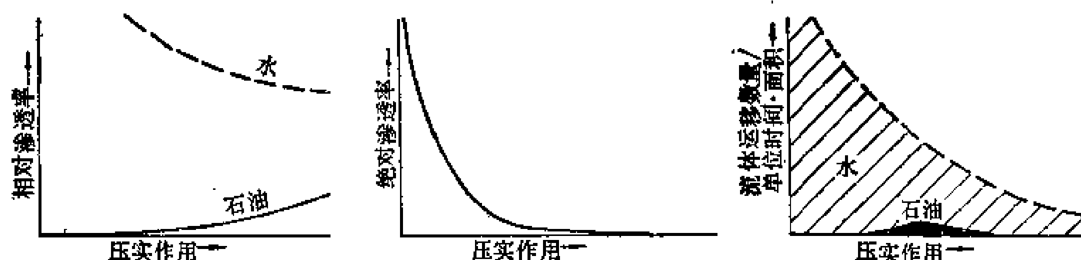


图3-5-4 石油呈油相运移的模拟实验示意图(据Magara，1978)

在上述讨论的基础上，马加拉（Magara）曾提出了一个石油呈油相初次运移的模拟实验。如图3-5-4。该图的左图表示页岩相对渗透率与压实程度的关系。页岩由于压缩，对水的相对渗透率减小，而对油的相对渗透率则急剧增加。但是，随着页岩的压缩，其绝对渗透率则是继续减小的。如该图中间的图。这是因为页岩随着压缩而流失大量的水，成为比较压实。在中等压实阶段，石油呈油相运移的数量达到最大值，然后则随着页岩绝对渗透率的减小而减小。如该图中的右图。

综上所述，可以认为，在初次运移中，石油主要是呈自己原有的相态与水一起运移。但

是，石油必须在页岩中达到一定的数量，即超过临界的残余油饱和度。

天然气运移的情况则与此完全不同。天然气在水中的溶解度是随压力增加而增加的。例如，当压力为28.12公斤/厘米^{2}时，天然气在水中的溶解度为0.71米^3/米^3；当压力为140.6～421.8公斤/厘米^{2}时，天然气在水中的溶解度增加到3.92米^3/米^3。因此，天然气初次运移时，绝大部分是以溶解于水中的状态运移的。

生油岩中大量原生水的运动，对油气初次运移起着极重要的"运载体"作用。它的作用直接影响和控制油气初次运移的方向和效果。这种生油岩中大量原生水的运动具有如下特点：

1.这种类型水的运动可以发生在沉积盆地的任何部分，可以是深部，也可以是较浅部位；

2.这种类型水在小范围内主要运动方向是从页岩或粘土中向砂岩或其他渗透性岩层中运动；

3.这种类型水在大范围内运动的主要方向是从沉积盆地的中心向边缘，或从比较深处向比较浅处运动；

4.这种类型水的运动，大部分是发生在过去的地质历史时期，主要是在沉积物压实作用的时期；

5.这种类型水的运动，对油气初次运移起重要作用。

此外，关于烃类初次运移的物理状态，近些年来，也有人提出呈胶束溶液（Miceller Solution）的观点。这种观点不能被人们完全接受，特别是不能把胶束溶液作为石油初次运移的主要物理状态。首先是因为胶束溶液不能大量增加液态烃在水中的溶解度（仅能增加万分之几或更少）；其次是无法说明在生油岩中这种胶束溶液是如何形成的；同时也不能说明，运移到储集层中的胶束溶液是如何把烃类分离出来的。

关于石油初次运移的运载体问题，美国普林斯顿大学教授赫德伯格（Hedberg）1979年曾提出过甲烷气的作用，这是一个很值得重视的观点，有待于进一步的验证。

三、油气初次运移的主要动力

如前所述，促使油气初次运移的最重要因素是沉积物中的原生水。而这些原生水能促使油气运移又是由于以下的主要原因。

1.压实作用：在一套泥岩地层中，当它们已经达到压实平衡时，其中流体的压力是静水压力，如图3-5-5所示的A阶段；此时没有剩余压力。后来又重新沉积了一个厚度为l_0的薄沉积层，此时原来的泥岩层就形成一个新的压实平衡条件。孔隙度—深度的关系如图3-5-5中B阶段所表示的。假设这个泥岩的基底是不渗透岩层，则排出流体的出口只能是在地表面，即流体向上运动。在这种情况下，从A阶段到B阶段泥岩的压实作用是从较浅部分到较深部分逐渐加强。

孔隙度则从较浅部分到较深部分逐步减小，如图3-5-5中1到6所表示的。

在此情况下，研究流体的运移，需要考虑由于新沉积的l_0层所引起的过剩流体压力。其计算公式如下。

$$E_I = (\rho_{b0} - \rho_w) g \cdot l_0 \qquad (3\text{-}5\text{-}1)$$

式中 E_L——增加的剩余流体压力；

ρ_{L0}——新沉积的l_0沉积层的密度；

ρ_w——水的密度；

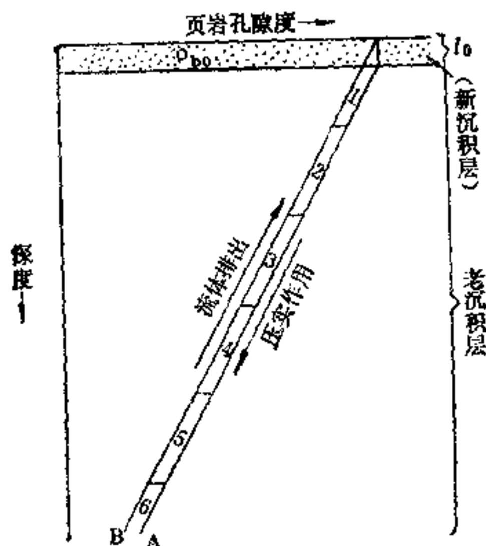


图3-5-5　l_0层沉积以前和沉积以后，泥岩孔隙度—深度关系略图，以及压实情况和水排出情况

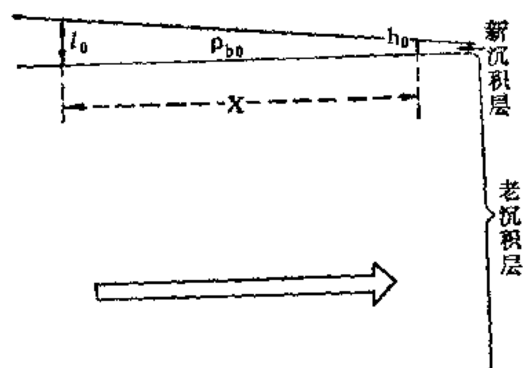


图3-5-6　在 x 距离内，最上部的新沉积物厚度从 l_0 变到 h_0 时的情况；图中箭头表示压实流体流动的方向

l_0——新沉积的沉积层的厚度；

g——重力加速度。

当新沉积的沉积层厚度变化时，增加的剩余压力值相应的变化，如图 3-5-6 所表示。

由于沉积物厚度 h_0 引起的剩余压力增加值 E_h 可近似地表示为：

$$E_h=(\rho_{b0}-\rho_w)\cdot g\cdot h_0 \tag{3-5-2}$$

假设不同厚度点 l_0 和 h_0 之间的距离为 x，则水平剩余压力梯度 $(dp/dz)_H$ 由于楔状沉积物的新负荷可表示为：

$$\left(\frac{dp}{dz}\right)_H=\frac{E_l-E_h}{x}=(\rho_{b0}-\rho_w)\cdot g\cdot\left(\frac{l_0-h_0}{x}\right) \tag{3-5-3}$$

式中$\left(\frac{l_0-h_0}{x}\right)$是新沉积物的厚度变化梯度，在这种情况下，流体水平运动的方向，是从比较厚的点向比较薄的点，如图 3-5-6 所表示的。

垂直的压力梯度$\left(\frac{dp}{dz}\right)_v$被表示为：

$$\left(\frac{dp}{dz}\right)_v=\left(\frac{dE_l}{dl_0}\right)=\left(\frac{dE_h}{dh_0}\right)=(\rho_{b0}-\rho_w)\cdot g \tag{3-5-4}$$

式中的剩余压力梯度是从比较浅的部分向下比较深的部分传导，直至形成B阶段的压实平衡条件。

把上述两个等式作比较，可看出水平的剩余压力梯度比垂直的剩余压力梯度要小得多。因为在大部分沉积盆地中，$\left(\frac{l_0-h_0}{x}\right)$的值，是趋于很小的。在大多数沉积盆地中，这个数值在 1/20～1/200 的范围之内，即其水平剩余压力梯度是垂直剩余压力梯度的1/20～1/200。

上述内容讨论了由于沉积负荷而产生剩余压力的原因，以及在压实过程中，流体在水平方向和垂直方向的运移。提出的重要问题是，在压实过程中，流体在水平方向和垂直方向运

移的数量。为此，首先要知道的是沉积物在压实以后，失掉流体的总数量。

沉积物在压实以前和压实以后，体积之间的关系如下式：

$$V_0(1-\phi_0)=V(1-\phi) \tag{3-5-5}$$

式中 V_0——沉积物压实前的体积；

V——沉积物压实后的体积；

ϕ_0——沉积物压实前的孔隙度；

ϕ——沉积物压实后的孔隙度。

这个公式的前提条件，是认为在压实过程中，沉积物的基质未发生其他变化，孔隙度的减小，完全是由于压实和流体排出的结果。因此，由于压实作用，流失（排出）流体的总体积W，等于压实以前和压实以后沉积物体积之间的差，即：

$$W=V_0-V=V\left(\frac{\phi_0-\phi}{1-\phi_0}\right) \tag{3-5-6}$$

计算流体水平运动和垂直运动数量的比例，可以用达西公式表示如下：

$$q_H=\frac{K_H}{\mu}(\rho_{b0}-\rho_w)\cdot g\left(\frac{L_0-h_0}{x}\right) \tag{3-5-7}$$

$$q_V=\frac{K_V}{\mu}(\rho_{b0}-\rho_w)\cdot g \tag{3-5-8}$$

式中q为在单位时间内穿过单位面积沉积物的流体体积；K为沉积物的渗透率；μ为流体的粘度；右下角“H”和“V”分别表示水平运动和垂直运动的方向。

上边两式相除，可得到流体水平方向运动的数量与垂直方向运动数量的比例：

$$\frac{q_H}{q_V}=\frac{K_H}{K_V}\cdot\frac{l_0-h_0}{x} \tag{3-5-9}$$

如果是由泥岩和渗透性砂岩组成的层组，则显然这些渗透性砂岩中流体运动的机理，将直接影响和控制相邻泥岩中流体的运动。而达西公式则完全适用于这些渗透性岩层。

公式(3-5-9)中，$\frac{l_0-h_0}{x}$的含意是一个新沉积层的厚度变化率；而K_H和K_V是其下覆较老沉积层的渗透率；q_H和q_V是指当有新沉积层负荷时，穿过这些较老较深地层运动的流体体积。因K_H和K_V随埋藏深度和压实程度而变化，q_H/q_V的比值也就随地质时代而变化。设K_H/K_V的比值在整个地质时期保持不变，虽然K_H与K_V的值变化，则q_H/q_V的比值直接决定于$\frac{l_0-h_0}{x}$值的大小。

把公式(3-5-9)改写成适合于压实以后的厚度变化率（或现在的厚度变化率），如下式：

$$\frac{q_H}{q_V}=\frac{K_H}{K_V}\left(\frac{l-h}{x}\right)\left(\frac{\rho_b-\rho_w}{\rho_{b0}-\rho_w}\right) \tag{3-5-10}$$

式中$\frac{l-h}{x}$为目前或压实后的沉积层厚度变化率；ρ_b为压实后沉积层的密度。

上面所讨论的内容是与楔状沉积物有关的流体水平运动和垂直运动。如果把它应用于地下已被压实的实际岩层，则可以作如下的简化。

假设有一个砂岩、泥岩间互层组，流体是穿过这个层组向上运动的，它们必须既穿过砂

岩又穿过泥岩，其垂直运动的流体的数量主要决定于低渗透的泥岩，即：

$$K_v \simeq K_{SH} \tag{3-5-11}$$

式中 K_{SH} 为泥岩的渗透率（在垂直方向的绝对值）。

因此，在等式(3-5-10)中，可以用 K_{SH} 代替 K_V 的含意。

假如流体是水平运动的，它们将主要通过高渗透率的砂岩运动。而通过泥岩的水平运动将是微不足道的。除砂岩的渗透性这个重要因素外，砂岩的厚度对流体的运动也起重要作用。假设我们考虑的是一个砂岩、泥岩互层组（厚度为一个单位），则砂岩的厚度可以用砂岩在该层组中的含量（分数）或百分比来表示。因此，K_H 可表示如下：

$$K_H \simeq \frac{S}{100} \cdot K_{SS} \tag{3-5-12}$$

式中 S 为在该层组中砂岩的百分比；K_{SS} 为砂岩的渗透率（水平方向的绝对值）。

把上述三个等式进行替换，则可得到：

$$\frac{q_H}{q_V} = \frac{S \cdot K_{SS}}{100 \cdot K_{SH}} \left(\frac{1-h}{x}\right)\left(\frac{\rho_b - \rho_w}{\rho_{b0} - \rho_w}\right) \tag{3-5-13}$$

从等式(3-5-13)中可以得到一个重要结论：假如 S 或 K_{SS} 很小，则 q_H/q_V 的值将是很小。因为 $\frac{1-h}{x}$ 的值在大部分沉积盆地中，相对都是很小的。换言之，流体水平运移的数量与垂直运移的数量相比是很小的，即假设该层组主要是厚层泥岩，则大部分流体将是垂直运动的。在这种厚层泥岩中即使有砂岩透镜体存在时，流体运动的基本方向也不会发生变化。

根据上述模拟实验计算结果说明：厚层泥岩在压实过程中，流体运动的主要方向是垂直向上的。

假如泥岩与比较厚的渗透性砂岩是互层的（即 S 和 K_{SS} 大），则 q_H/q_V 值将比较大，流体主要是水平方向运动。大部分砂岩储集层的渗透率超过50毫达西，而泥岩一般小于0.05毫达西；因此，对于大多数的砂岩、泥岩互层组的 K_{SS}/K_{SH} 的比值可以大于 1000。结合这个数值，假设 S = 50%，$\frac{\rho_b - \rho_w}{\rho_{b0} - \rho_w} = 2$，而且根据前面讨论的大多数沉积盆地的 $\frac{1-h}{x}$ 的数值 $\left(\frac{1}{20} \sim \frac{1}{200}\right)$，则可推出，在砂岩、泥岩的互层层组中，$q_H/q_V$ 的比值将大于 1。即更多的流体是作水平运动，少量流体是垂直运动。这种情况的流体运动，在油气藏形成中是很重要的。在沉积盆地中，下沉比较深的部位，先达到烃类生成的温度，这些已生成的烃类，向侧向运移。

假如 S 和 $\frac{K_{SS}}{K_{SH}}$ 值是常数，由于 $\frac{1-h}{x}$ 值增加，q_H/q_V 值也增加；换言之，在一个快速沉积盆地中，$\frac{1-h}{x}$ 的值比较大，若其他条件相似或相同，则流体水平运动的数量比较大。

假设从已知岩层体积中，流体的总流失量计算结果为 W，则水平流失量为 W_H，垂直流失量为 W_V；它们是总流失量的一部分，可以按如下公式计算：

$$W_H = \frac{q_H}{q_H + q_V} \cdot W = \left(\frac{\frac{q_H}{q_V}}{\frac{q_H}{q_V} + 1}\right) \cdot W \tag{3-5-14}$$

$$W_v = W - W_H = \left(\frac{1}{\frac{q_H}{q_v}+1}\right)\cdot W \tag{3-5-15}$$

式中 q_H/q_v 可以用等式(3-5-13)求得。

假设在一个已知的地质历史时期，一个岩层块体流体的总流失量为2.83米^3（根据公式(3-5-6)计算），其他数据假设为：$\frac{1-h}{x}=\frac{1}{100}$；$\frac{\rho_b-\rho_w}{\rho_{b0}-\rho_w}=2$；$\frac{K_{SS}}{K_{SH}}=1000$；$\frac{S}{100}=0.3$（或$S=30\%$）。

计算结果如下：

$$\frac{q_H}{q_v}=0.3\times1000\times\frac{1}{100}\times2=6;$$

$$W_H=\left(\frac{6}{6+1}\right)\times2.83=2.43 \text{ 米}^3;$$

$$W_v=2.83-2.43=0.40 \text{ 米}^3。$$

可看出：在这种情况下，2.83米^{3}的流体，其中绝大部分是水平运动的。

马加拉于1976年应用狄金森的孔隙度—深度曲线，和一个简化的墨西哥湾沿岸的模式，计算了累计的压实流体的体积。在这个模式中，上部地层是由砂岩、泥岩互层组成，其中的流体主要作水平方向运动，下部地层由厚层的单一的泥岩组成，其中的压实流体主要是垂直向上方向的运动。在上部层组中流体水平运移的距离，估计是10英里；沉积层的总厚度为33000英尺（10公里）。图3-5-7表示底面积为1英尺^{2}的泥岩柱，埋藏深度2000英尺时，所流失的流体的累计体积。（上部层组和下部层组的分界深度，分别为9500英尺和12500英尺。）

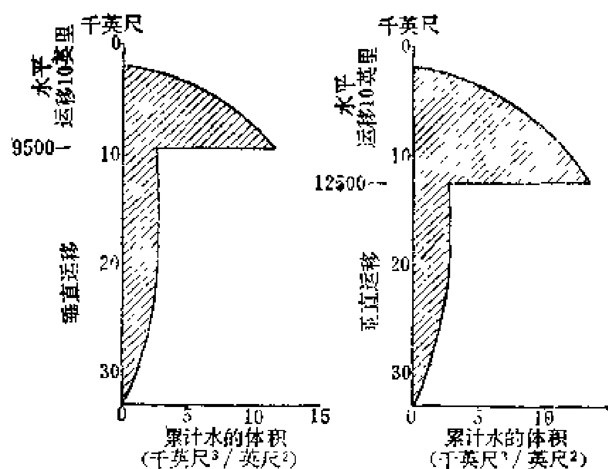


图3-5-7 墨西哥湾沿岸泥岩中流失流体的累计体积（综合的水平和垂直运移模式）(据Magara，1978)

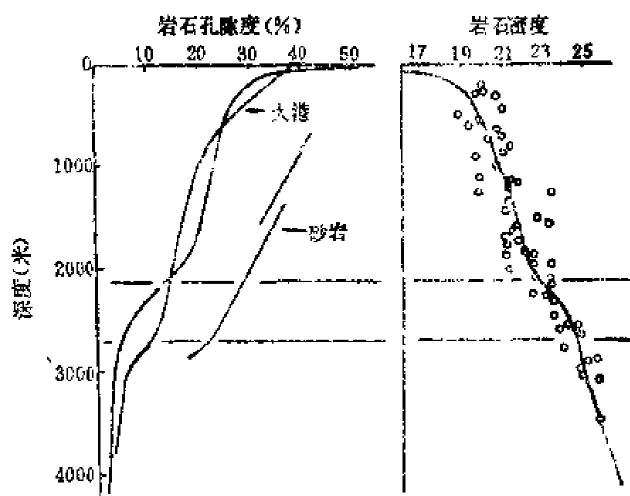


图3-5-8 东营凹陷泥岩压实实验孔隙度及岩石密度随深度变化曲线（据张敦祥，1979）

我国胜利油田张敦祥[①]对东营凹陷泥岩压实与油气初次运移问题进行了研究，取得了很有意义的成果。他指出：东营凹陷泥岩孔隙度与埋深曲线变化是不均匀的，如图3-5-8所示。

①张敦祥，1979，“东营凹陷泥岩压实实验——油气初次运移。

并按其幅度可分为四个阶段。

第一阶段：称初期压实阶段，深度为 0～300 米。孔隙度从 53%急剧降为29%，平均每百米减小 8 %，是大量排水阶段，排出水主要是自由水。岩石密度 1.17～2.00，平均值为 1.6。

第二阶段：称稳定压实阶段，深度为 300～2100米，孔隙度从29%降至 16%，平均每百米减小 0.7%。岩石密度平均值为 2.1。排水较微弱，压实较均匀缓慢。

第三阶段：称压实剧变阶段，深度为2100～2700米，孔隙度从16%急剧降至 5 %，平均每百米减 1.8%，密度值平均为 2.35。体积大幅度收缩。

第四阶段：称紧密压实阶段，深度深于2700米，孔隙度从 5 %继续稳定缓慢地降至3500米以下的 1 %。平均每百米减小 0.3%，密度平均值大于 2.5。体积缩小变化很微弱，不利于压实流体的排出。

东营凹陷沙河街组第三段生油岩的门限温度为 93°C，相应的门限深度为 2200 米。很显然，油气初次运移的主要时期正是压实的第三阶段，即压实突变阶段，相应埋藏深度为2100～2700米。

近几年来，我国不少油田也都进行了关于压实作用的研究。如大港油田对不同深度泥岩的孔隙度进行了研究，也作出了泥岩埋藏深度与孔隙度之间的关系曲线，如图 3-5-9 所示。

根据曲线，把泥岩压实过程分为四个阶段。深度为 0～500 米的初次压实阶段，孔隙度随深度变化较大，孔隙度为40%到28%；深度为500～2700米的稳定压实阶段，孔隙度由28%降到 12%；深度为 2700～3200 米的压实突变阶段，孔隙度与深度关系曲线表现为斜率突然变缓的突变过程；在500米深度范围内，孔隙度从12%降到4.5%；深度大于3200米的紧密压实阶段，孔隙度随深度变化已不明显，压实作用接近于停止，孔隙度为4.5%到3.5%。

砂质沉积物的压实程度则远较泥质沉积物小，其孔隙度变化也很小，如图3-5-10。

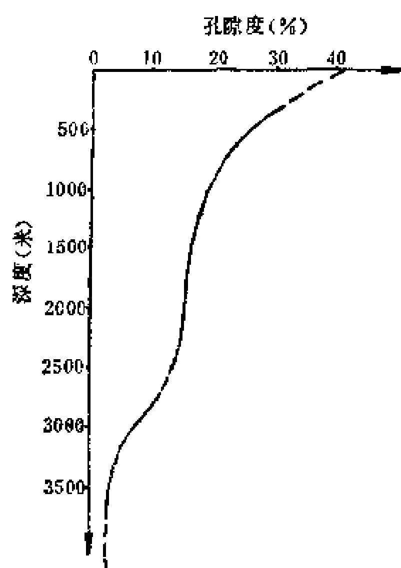


图3-5-9 大港地区泥岩孔隙度与深度关系曲线（据大港油田，1978）

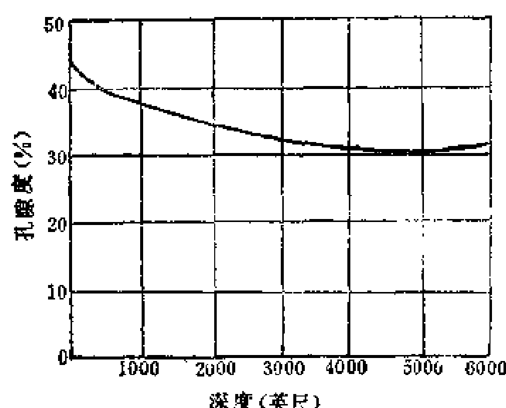


图3-5-10 砂岩孔隙度与埋藏深度关系曲线

这种压实程度的差异，可以造成不同沉积物之间的压力差，致使泥岩生油岩中的烃类与水一起在压实过程中，从高压区向低压区运移，从盆地中心向盆地边缘运移，从泥质岩生油

层中向砂质岩储集层中运移。毫无疑问，压实作用是石油初次运移的重要动力之一。

2.水热增压作用：当泥岩埋藏比较深，其可压实的比例逐渐减小，压实流体的运动也随之减弱。但是，此时地层温度增加，流体发生膨胀，这种膨胀使泥岩层内压力增加，促进流体运动。在大多数沉积盆地中，地下温度随埋藏深度的增加而增高，引起流体的这种膨胀，发生热液流体的运动。

图 3-5-11 是水的压力—温度图。图中有选画出来的等密度线，纵座标代表压力（公斤/厘米²或磅/英寸²），横座标代表温度（摄氏或华氏）。水的密度值（克/厘米³）用等密度线表示，与三个地温梯度线（25℃/公里，18℃/公里，36℃/公里）相交叉重叠在图上。密度值由于压力的增加（或埋藏深度增加）而减小（比容增大）。即水随温度增加而膨胀，其膨胀数量可以根据图推算出来。例如，地温梯度是25℃/公里时，水的比容（厘米³/克）从 0 公斤/厘米²（或 0 磅/英寸²）压力时的 1 厘米³/克增加到 815.48 公斤/厘米²（或11600磅/英寸²）压力时的1.1厘米³/克，后一个压力相当于7708米（25000英尺）的埋藏深度。换言之，当埋藏到7708米深时，水的体积膨胀了10%，这是一个很大的数量。

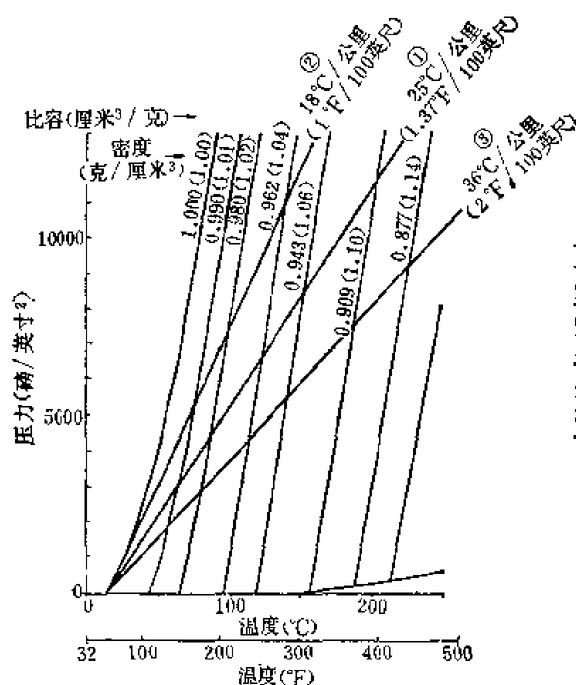


图3-5-11　水的压力—温度—密度(比容)的关系曲线(据 Baker, 1978)

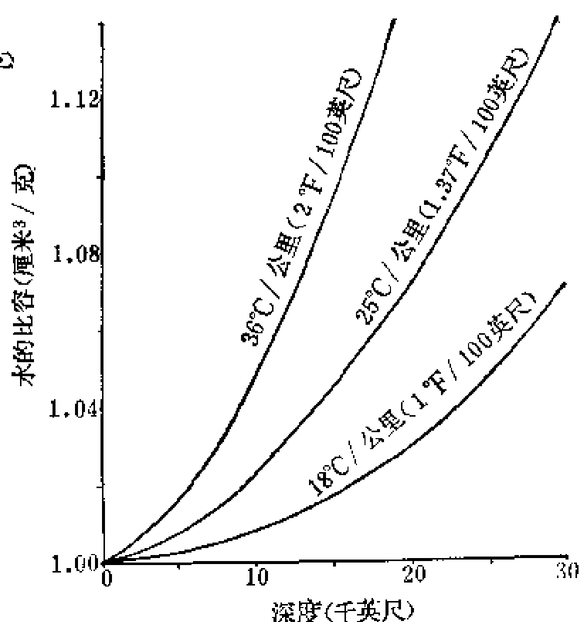


图3-5-12　正常压力带的三个地温梯度（36°C/公里，25°C/公里，18°C/公里)情况下，水的比容与深度关系(据 Magara, 1978)

在不同地温梯度下，水的膨胀情况可以用图 3-5-12 表示之。该图表示在三个地温梯度下，水的膨胀情况，纵座标代表水的比容（厘米³/克），横座标表示深度（米）；例如，在6096米（20000英尺）的深度，地温梯度为18℃/公里时，水发生的膨胀约为 3 %；地温梯度为25℃/公里时，水膨胀约为 7 %；地温梯度为36℃/公里时，水膨胀约为15%。

上述情况说明：随着地温梯度的增加，水的比容增大，而地温梯度的大小又常与埋藏深度成正比。因此，随埋藏深度的增加，水的比容也增大，水的这种膨胀将促使流体在地下深处的运移，当然也有助于烃类的运移。

由于水热增压作用促使流体运动的方向，是从地温高的地区向地温低的地区运动，即从

深处向浅处，从沉积盆地的中心向边缘运移。这个运移方向与由于沉积物压实作用引起的流体运移的方向是相一致的。

马加拉设计了一个中等深度的，砂岩、泥岩间互层的地质模型，如图3-5-13所示。

从图 3-5-13 (a) 中可看出，泥岩中流体的最大排出量和泥岩孔隙度的最大减小，都发生在紧靠砂岩上、下的泥岩中，而在泥岩层的中间部分，孔隙度可以保留比较高的数字。相应的流体压力曲线表示在图 3-5-13 (b) 中。箭头表示压实流体运动的方向。

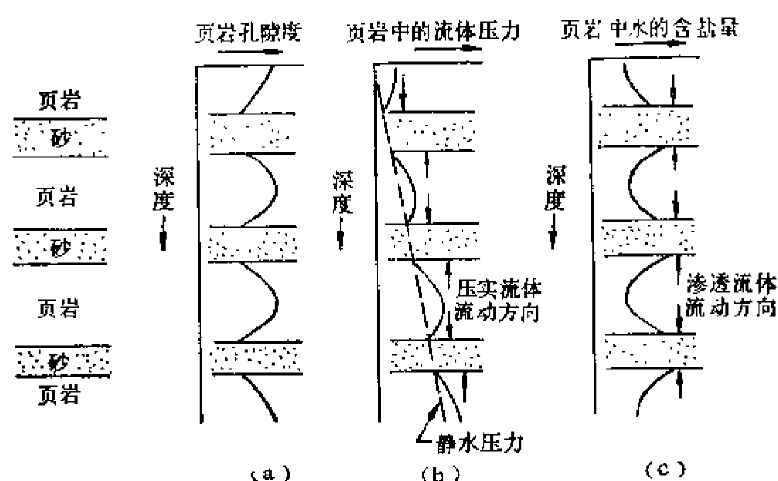


图3-5-13 砂岩—泥岩间互层层组中，泥岩的孔隙度、流体压力和孔隙水含盐量的分布曲线(据 Magara, 1978)

水由于热作用而膨胀，因为孔隙度高的部分膨胀更多（含水多），则水在泥岩层中，将从泥岩的中间部分向上、下边界的砂岩中运动。因此，由于水热增压作用，流体运动的方向在小范围内与压实流体运移的方向也是一致的。

综上所述，可以说明水热增压作用是油气初次运移的重要动力之一。

3.渗透压力的作用：由于地层中水含盐量的变化，引起渗透压力的不同。在渗透压力的作用下，渗透流体发生运动，促使油气的初次运移。

在很多沉积盆地中，地层水的含盐量随深度和压实作用的增加而增加；这些水的含盐量常常超过海水的含盐量（35000ppm）。在沉积岩中，地层水含盐量变化的主要原因，可能是由于离子被泥岩过滤的结果。图3-5-13a、b、c表示含盐量—页(泥)岩孔隙度—流体压力之间的关系。从图中可以看出，页(泥)岩中水的含盐量与孔隙度成反比关系，即：含盐量增加，则孔隙度减小；因此，含盐量从每层页(泥)岩的中间部分向边部增高。含盐量与渗透压力之间也是成反比关系，即：含盐量高则渗透压力低；反之，含盐量低则渗透压力高。因此，渗透流体运动的方向，是从含盐量低的部分流向含盐量高的部分，如图 3-5-13c 中箭头所指的方向。根据琼斯（Jones）的资料，由于含盐量 50000 毫克/升的差别所引起的渗透压力差，大约是 42.18 公斤/厘米^2；虽然这个数字不算大，但是，由于渗透流体运动的方向与压实流体流动的方向相同，所以渗透流体的流动能促进烃类从页(泥)岩向砂岩中运移，是烃类初次运移的动力之一。

4.粘土脱水作用：在地层的一定深度范围内，粘土岩中的蒙脱石向伊利石转化，在转化过程中释放结合水，并进入粒间孔隙成为自由水。结合水变成自由水其体积要膨胀，从而增加了泥岩孔隙流体压力，促进流体运动，成为烃类初次运移的动力。同时由于自由水排出又可使压实突变。

根据我国渤海湾盆地东营凹陷的研究，两种粘土矿物的含量是随深度明显变化的。蒙脱石含量随深度的加大而减少；伊利石含量则随深度增加而增加。其具体数字如表3-5-1所列。

从表 3-5-1 中所列数据可以看出，蒙脱石与伊利石含量的突变深度，正好与泥岩压实阶

表3-5-1　　东营凹陷不同深度蒙脱石、伊利石含量变化表（据张敦祥，1979）

项目 / 含量 / 深度（米）	蒙脱石		伊利石	
	含量（%）	每百米变化（%）	含量（%）	每百米变化（%）
900～2050	70～45	2.17	18～45	2.35
2050～2700	45～15	4.6	45～82	5.7
2700～3200	15～5	2.0	82～95	2.6

段中的第三阶段，即压实突变阶段的深度相一致，即2100～2700米，如图3-5-14所示。

蒙脱石、伊利石含量突变的深度与泥岩压实突变阶段的深度相一致，说明在达到一定深度的温度、压力条件下，蒙脱石向伊利石大量转化，释放出大量的结合水，同时也引起泥岩体积的突变，形成油气初次运移的动力之一。

施密特（Schmidt）研究了墨西哥湾沿岸一口井中膨胀型粘土（大部分是蒙脱石）与非膨胀型粘土（伊利石）的比例，如图3-5-15所示。

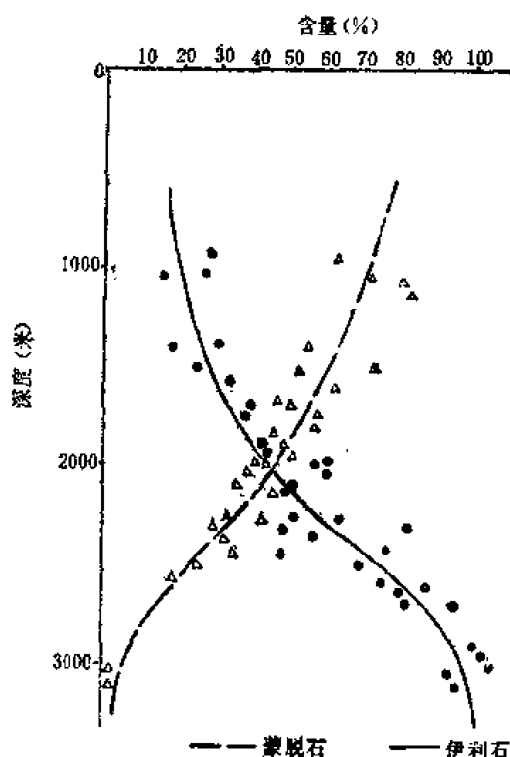


图3-5-14　东营凹陷粘土矿物含量随深度的变化(据张敦祥，1979)

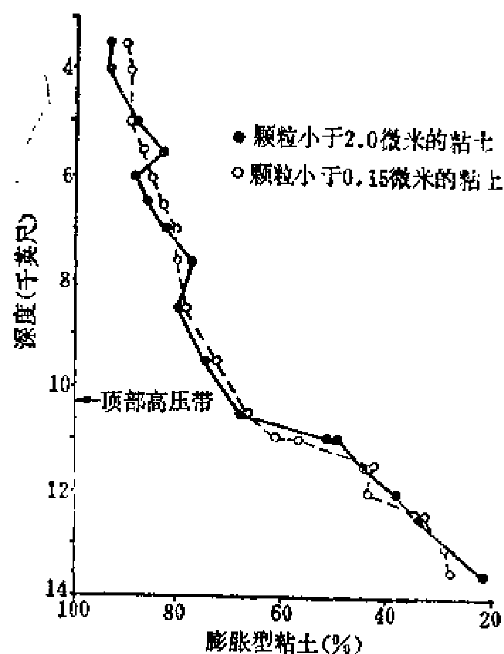


图3-5-15　膨胀型粘土(蒙脱石)向非膨胀型粘土(伊利石)转化的数量随深度增加的曲线(据Schmidt，1978)

从这个图可以表明粘土矿物转化率增加的深度大约是3200米（10500英尺），在这个深度的温度约为93.3℃（200°F），如图3-5-16所示。地温梯度也在3200米深处增加，而3200米处又正是异常高压带的顶部。

综上所述，说明粘土矿物开始转化的深度不需要很大，而随深度和地温梯度的增加，其转化速度（转化率）增快；在粘土矿物转化过程中释放的大量结合水转化成自由水，其体积膨胀的结果形成异常高压带，从而促进了油气的初次运移。

5.毛细管力的作用：毛细管中液体上升的现象是毛细管力作用的结果。当两种不相混合的液体呈相态接触，或一种液体与一种固体呈相态接触时，在界面上都存在界面张力。在充满油、气、水的岩层中，由于三者对岩石的界面张力不同，润湿程度也就不同。例如，在相同条件下，水和石英的界面张力比己烷和石英的界面张力大 255 尔格/厘米^2。在相界面上，毛细管力指向润湿性小的流体；在一般情况下，水比石油容易润湿岩石，因此，在岩石孔隙中，当油水接触时，界面向水突出，毛细管指向石油，即接触角θ所指的方向，如图3-5-17所示。

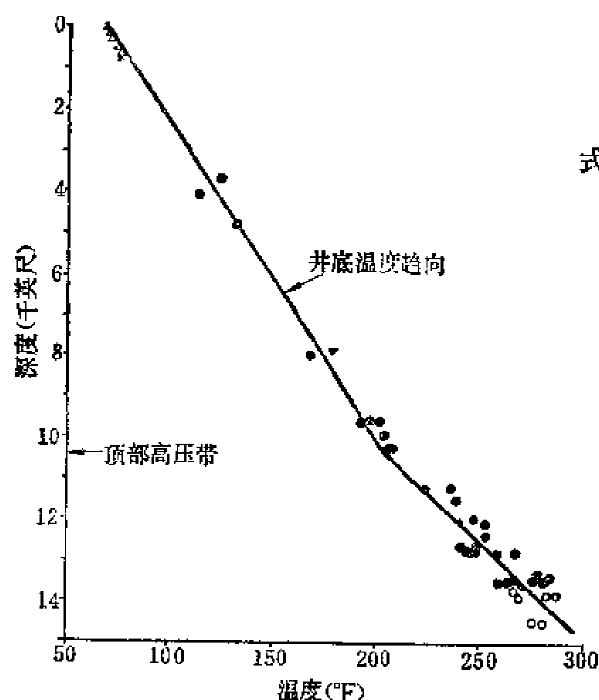


图3-5-16 温度随深度变化的曲线；表示在异常高压带的顶部，地温梯度增加(据 Magara，1978)

毛细管力的大小可用如下公式表示：

$$F=\frac{2\sigma\cos\theta}{r} \tag{3-5-16}$$

式中 F——毛细管力，达因/厘米^2；

σ——油水界面张力，达因/厘米^2；

θ——油、水界面与岩石孔壁夹角；

r——毛细管半径（即孔隙半径），厘米。

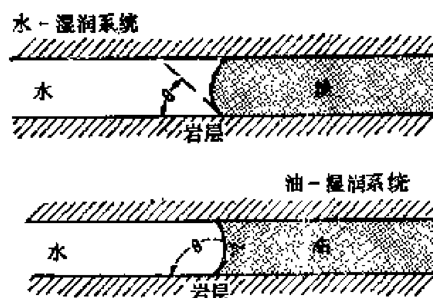


图3-5-17 毛细管孔隙中的水润湿系统

由上式可知，毛细管力和油水界面张力成正比，与毛细管半径成反比。岩石孔隙半径愈小，界面弯曲程度愈大，毛细管力就愈大。当孔隙半径≤0.05毫米时，毛细管力就胜过重力；当孔隙半径＞0.25毫米时，重力就超过了毛细管力，毛细管力的影响就不明显了。

在一定的地质条件下（温度、压力、矿化度等），油水界面张力变化不大，但是，岩层的岩性变化常常很大，尤其在陆相地层中更为显著，孔隙半径很不均匀，小孔隙的毛细管力比大孔隙要大，因而在大、小孔隙之间形成毛细管压力差ΔF。

$$\Delta F=2\sigma\cos\theta\left(\frac{1}{r}-\frac{1}{R}\right) \tag{3-5-17}$$

式中R和r分别表示大、小孔隙的半径。这个压差方向指向大孔隙；水的表面张力比石油大，因此，水就能把石油从细小的泥岩孔隙中排挤出来，进入较大的砂岩孔隙中去。所以，当泥岩生油层与砂岩储集层接触时，水能把泥岩生油层中的石油排挤到砂岩储集层中去，促进石油的初次运移。这种油水交替现象在实验室内可以得到证实，在一些砂岩透镜体油藏形成的具体实例中，也可得到验证。

6.甲烷气的作用：1979～1980年，美国石油地质学家赫德伯格（H.D.Hedberg）提出甲烷气在石油初次运移中是重要动力。在有机质向石油转化的整个过程中，都伴随有甲烷气

的产生，随着埋藏深度和温度的增加，产生甲烷气的数量增大。初期，这些甲烷气可溶解于孔隙水中或部分释放出来；但是，随着压实作用的增加，孔隙水含量减少，而甲烷气则是大量增加，结果是大量甲烷气过剩（孔隙水对甲烷气的溶解超饱和）；而随压实程度的增加，泥岩的孔隙性、渗透性变差，阻挡甲烷气及其它流体的排放。另一个更为有效的阻挡因素，是随着大量甲烷气的产生和孔隙通道的变小，贾敏效应起了重要作用，使泥岩的渗透性变得更差，甚至是不渗透的。上述因素综合作用的结果，泥岩层内甲烷气的量不断增加，由于不能释放，则必然造成层内压力不断增加，当这种层内流体压力上升到等于或超过泥岩强度（岩石负荷重量）时，在刚固结的泥岩中，微裂缝开始发育，成为甲烷气和石油等流体排出的通道。当一定数量的甲烷气和石油排出并进入储集层中之后，泥岩层内流体压力开始降低；当降低到低于泥岩强度时，微裂缝又闭合，使得甲烷气及石油等流体的排出释放停止。但是，此时甲烷气还在大量生成，泥岩层内甲烷气的量仍在不断增加，层内流体压力也在不断增大，直到这种层内流体压力又一次超过泥岩强度时，泥岩微裂缝又开始张开，甲烷气伴随石油等流体又重新排出。这种周期性反复出现的层内流体压力的升降和微裂缝的开合，促使泥岩生油层内的石油与甲烷气一起，不断排出而进入储集层中。由于在有机质向石油转化的整个过程中，甲烷气都是不断生成的，特别是在石油生成的晚期，甲烷气大量生成。因此，把甲烷气作为石油初次运移的主要动力之一，是很值得重视的问题，特别是在石油生成的晚期，在其它动力因素的作用都不明显的情况下，甲烷气的作用就显得更为重要了。

其他因素，如扩散作用对油气的初次运移也有重要影响。但是，从其重要程度来看，显然与上述六个因素相比，则是次要的、特别是对石油的初次运移来说，更是如此。

第二节　石油和天然气的二次运移

石油和天然气进入储集层以后的一切运移，都称之为二次运移。它包括油气在储集层内部的运移，以及油气沿断层或不整合面等通道所进行的运移，也包括已经形成的油气藏，由于圈闭条件的改变，引起油气藏的破坏，造成油气重新分布的运移。二次运移是接着初次运移发生的，或者说它是初次运移的继续。

油气从生油层进入储集层，所处的物理环境发生了很多变化：诸如孔隙空间较大，毛细管限制较少，半固态水较少，压力连通性较好等等。这些条件在生油岩中都是不存在的。而这些条件的改变就必然促使油气的物理状态发生变化。此时，在充满水的储集层中，呈游离状态的、个体很小的油滴，有条件由于连结在一起而扩大。所有这些改变必然促使油气运移的主要动力也随之变化。

一、油气二次运移的主要动力

石油和天然气在二次运移中，可沿着地层孔隙通道或层理作侧向运移，也可通过各种断层、裂缝穿过地层层面作垂向运移，既可在一个油田范围内进行局部运移，也可在沉积盆地范围内进行区域运移。在自然的地质条件下，油气运移的动力、时期、方向、规模等等都变化多端。但是，归根结底，油气运移的这些复杂现象，都是受地壳运动所控制。换言之，地壳运动是促进油气运移的根本条件。它不仅能造成油气运移的各种通道，而且，正是由于地壳运动的存在和发展，决定或影响着构造运动力、水压力、浮力等各种天然动力的存在和发展，使沉积盆地内出现高压区和低压区，促使油气从相对高压区向相对低压区运移。

促使油气二次运移的因素和动力是多方面的，但是，油气进行二次运移的主要动力是如

下三个方面。

1.构造运动力：在地壳运动过程中，无论是水平运动或升降运动，都会在岩层内部表现出大小和方向各异的应力活动，在不同的地质条件下，它可能表现为压应力、张应力或剪应力等各种应力；当它们超过了岩石的一定强度，就会促使岩层变形或变位，造成各种褶皱和断裂，并驱使沉积物中所含流体发生运移。这种由地壳运动造成的各种地质构造应力，就是构造运动力。

由于地壳各部分的岩石性质不同，地壳运动的方式、强度也各有不同，形成各种性质的地质构造。其中有水平挤压而成的较剧烈的褶皱，有反映基底活动的大型隆起或穹窿，以及在各种不同部位产生的压性断裂，张性断裂和剪性断裂等等。这些由地壳运动形成的各种褶皱和断裂的分布也是有规律的，它们常受周围古老褶皱山系或巨大坚硬地块的影响或控制。

所以，在沉积盆地里，构造运动力可以形成褶皱、断裂以及各种不整合。背斜、向斜相间，地层发生倾斜，形成供水区和泄水区。油气沿倾斜的地层发生运移，从油源区运移至聚集区，从一个构造运移到另一个构造等等。各断层和裂缝可将岩层中各种原生孔隙、次生孔隙连通，形成运移通道。不整合面则常形成风化带或地下水溶蚀带，同样是油气二次运移的良好通道。综上所述，构造运动力给油气二次运移创造了极为有利的条件。

构造运动力也能直接促使油气运移。当沉积物的成岩作用与褶皱作用同时进行时，构造运动力既然可使沉积物发生褶皱，这种力也必然会传导到其中所含的流体，驱使油气从高压区向低压区运移。在此时期，由于沉积物正在紧结成岩，岩性因素阻碍小，流体可进行较大规模的运移。

2.水压力：当沉积物紧结成岩后，在碎屑岩和碳酸盐岩中，由于地静压力主要为岩石矿物颗粒的支架结构所承担，故在储集层内，地层压力基本是由地层孔隙内流体重量所引起的。储集层内所含流体以水为主，油气受水压力面运移。所以，油气进入储集层后，所受地层压力的主要来源不再是地静压力，而是水压力。

(1)静水压力：在储集层内，随深度而增加的水柱静止重量，称为静水压力。以大气压或公斤/厘米^{2}为计量单位。静水压力的大小，也可用水柱高度（即水压头）来表示。如下式：

$$P = \frac{H \cdot d}{10} \quad 或 \quad H = \frac{10P}{d} \qquad (3\text{-}5\text{-}18)$$

式中 P——静水压力（大气压）；

d——水的比重；

H——测压点的水柱高（水压头）（米）。

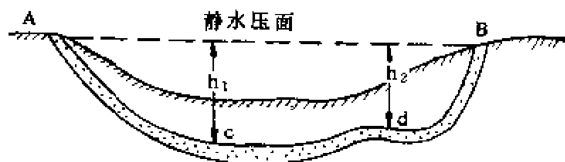


图3-5-18 单一储集层内的静水压面示意图

储集层内所含大量水的来源不外有三个方面：其一是沉积岩沉积时，存留于其中的水；其二是随着压实作用，从泥质岩层中挤压出的水流进孔隙性储集层中；其三是储集层出露地表，地表水渗入其中，此处就是储集层的供水区。

上述来源的水，充满于孔隙性岩层中，假如只有一层储集层，层内又没有水流运动时，水压面是水平的，如图3-5-18所示。

图3-5-18表示为一个静水盆地的剖面，一个储集层向下弯曲呈盆状，四周出露地表，露头点的高程基本相同，因面均接受地表水的供给（供水区），面无泄水区。在这种情况下，该孔隙性地层 c 和 d 点的静水压力即分别相当于 h_1 和 h_2 段的水柱重量，即 $P_c = \frac{h_1 \cdot \rho_w}{10}$ 和

$P_d=\frac{h_2\cdot\rho_w}{10}$，其水压头则分别为 h_1 和 h_2。任一点的水压头都应等于该点与该层供水区高点之间的高差。当井钻穿该孔隙性地层时，各井中的液面都应上升至与 A 点和 B 点相当的高度。此时各井液面联接成一水平面 AB，即为该层的静水压面。

但是，当有两个以上的储集层同时存在时，由于每个层的供水区海拔高度不同，各层的静水压面位置就有高低之别，这样，若有通道，就可能发生流体向上、下储集层的垂向运移，如图3-5-19所示。

例如1号井钻穿了Ⅰ、Ⅱ两层，将两个充满水的储集层连通，现分析其层间流体运移情况如下：

设1号井内Ⅰ、Ⅱ层中部的静水压头分别为 h_1^{I} 及 h_1^{II}，地层水的比重 $d=1$，则

$$h_1^{\mathrm{I}}+h_a=h_1^{\mathrm{II}}+h_b \tag{3-5-19}$$

按静水压力随深度而增大的概念，流体理应从II层流向I层，即：

$$h_1^{\mathrm{II}}-h_1^{\mathrm{I}}=h_a-h_b \tag{3-5-20}$$

Ⅰ、Ⅱ两层之间的实际压差 $\Delta p=\frac{h_a-h_b}{10}$；

欲使流体从Ⅱ层流向Ⅰ层，则必须是Ⅱ层压力等于或大于Ⅰ层压力与Ⅰ、Ⅱ层间水柱压头之和，即

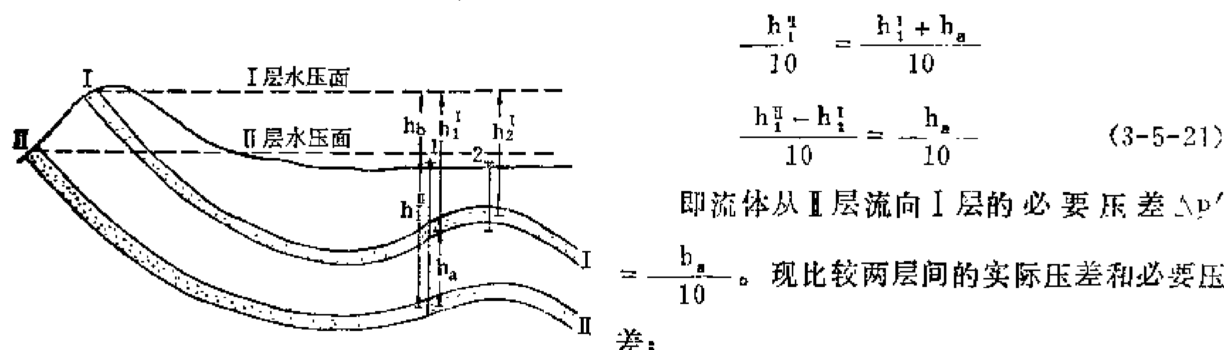


图3-5-19　在静水压力下，两个不同储集层之间的流体运移

$$\frac{h_1^{\mathrm{II}}}{10}=\frac{h_1^{\mathrm{I}}+h_a}{10}$$

$$\frac{h_1^{\mathrm{II}}-h_1^{\mathrm{I}}}{10}=\frac{h_a}{10} \tag{3-5-21}$$

即流体从Ⅱ层流向Ⅰ层的必要压差 $\Delta p'=\frac{h_a}{10}$。现比较两层间的实际压差和必要压差：

$$\Delta p-\Delta p'=-\frac{h_b}{10}$$

或

$$\Delta p=\Delta p'-\frac{h_b}{10} \tag{3-5-22}$$

即两层间的实际压差比促使流体从Ⅱ层向Ⅰ层运移所需的必要压差小 $\frac{h_b}{10}$；换言之，液体不能从Ⅱ层向上流向Ⅰ层。恰恰相反，正是在压差 $\frac{h_b}{10}$ 的作用下，液体由上而下从Ⅰ层流向Ⅱ层。从图3-5-19中可看出，这个压差 h_b 实际上就是Ⅰ、Ⅱ两层水压面的海拔高差。所以得出如下结论：液体永远从水压面高的层流向水压面低的层。即当Ⅰ层水压面高于Ⅱ层水压面时，液体从上层流向下层；若Ⅰ层水压面低于Ⅱ层水压面，液体就从下层流向上层；若两层水压面高度相同（$h_b=0$），则两层流体保持平衡，不发生层间的垂向运移。所以，流体在纵向上能否发生层间运移，以及如何运移，决定于各层水压面的高差。

当有三个储集层同时存在时，若三者水压面高度不同，具高水压面层中的流体，同样向低水压面层中流动，如图3-5-20所示。

其中B层水压面最高为h_b，A层水压面次之为h_a，C层水压面最低为h_c，即$h_b>h_a>h_c$，则在有通路的情况下，B层的流体将向A层、C层中流动，如图中箭头所表示的。

同样也可分析同一层内液体的运移方向，如图3-5-19所示。1、2号井均钻穿Ⅰ层，1号井压力大于2号井，即$h_1^1>h_2^1$，压差为$\frac{h_1^1-h_2^1}{10}$。但是，实际上Ⅰ层内1、2号井间液体并不流动，因为两井间存在着液柱高差的重量也等于$\frac{h_1^1-h_2^1}{10}$，抵消了上述压差，恰使井间液体保持平衡。欲使同一层内液体发生流动，必须水压面是倾斜的，才能打破上述平衡。

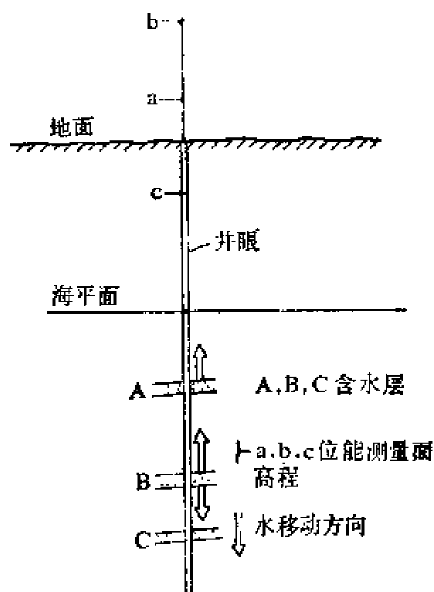


图3-5-20 一口井中三个含流体的储集层，具不同的测压水面高度a，b，c，时，流体流动的方向

（2）动水压力：由于地壳运动的影响，无论是水平运动还是垂直运动，以及剥蚀作用的差异，都会造成在自然界大多数储集层常常具有不同海拔高度的供水区和泄水区，如图3-5-21所示。

图3-5-21中的A点为供水区，C点为泄水区；A、C两点海拔高差H的水柱高度即为水压头，其增加率就是水压梯度。在水压梯度的作用下，水从供水区流向泄水区，并携带油气一起运移。这种在水压梯度作用下所产生的压力，称为动水压力。

由于途经岩石性质的影响，水与岩石孔壁之间的分子引力及摩擦力沿途造成水力损失，因而在钻入同一水层不同深度的井内，液面上升海拔高度不等，有向泄水区递减之势，所以将各井液面连成的水压面是倾斜的，当A、B两点之海拔高差愈大时，则使水沿储集层流动的压力愈大；若A、C两点海拔相同，水压面呈水平，水流将静止。

水在储集层中的流动服从于达西定律，则通过其中任意两点之间的水流量可用下列公式表示：

$$\frac{Q}{F\cdot t}=K\frac{p_1-p_2}{L\cdot\mu} \qquad (3\text{-}5\text{-}23)$$

式中 Q——液体体积（厘米³）；

K——储集层的渗透率（达西）；

F——所通过的横截面积（厘米²）；

t——流动的时间（秒）；

p_1-p_2——两点之间的压力差（大气压）；

L——两点之间的距离（厘米）；

μ——液体粘度（厘泊）。

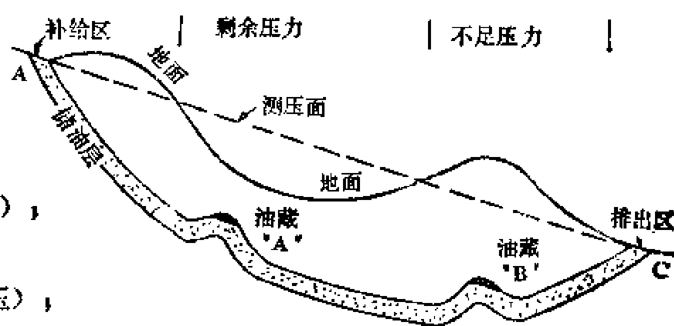


图3-5-21 在水动力作用下的流体运动

上式中$\frac{Q}{F\cdot t}$的含意是单位时间内，通过单位面积的流量，称为流动速度。

$\frac{p_1-p_2}{L}$代表沿水流方向，单位距离的压力降，称水压梯度。

因此，显然可以说明，水流速度与水压梯度及渗透率成正比关系。

由于地层中各部分的水柱高差、渗透性及地层倾角都不同，其水流速度在各地也是不一样的。曾经测得在地层倾斜平缓的地台区，当水压梯度为1.8米/公里，渗透率为2000毫达西时，水流速度为15米/年。在漫长的地质年代中，这种速度也是可观的。在挤压剧烈的褶皱区，地层倾角陡，水压头大，水流速度一般可达100米/年，水动力作用就更为活跃。因此，在不同地质条件的地区，由于岩性变化及水压头大小不等，水动力因素的作用效率也就有很大差别。

在动水压力作用下，石油和天然气随地下水一起运移，可呈下列方式：

a.油气呈溶解状态：在一般情况下，石油很难溶解于水。但是，在一定的地质环境里，随着压力和温度的增加，石油和天然气都可以有相当的数量溶解在水中；在动水压力作用下，溶解有石油和天然气的水进行运移。

b.油气呈分子团或油珠状随水运移：在运移过程中，油、气和水总是力图按其密度大小进行分异，并且不断地由若干小油滴合并成大的油珠或分子团，以致成片成块地运移。

c.油气呈大片存在时，水流可以其机械动能推挤油气前进。

在自然界的地质条件下，油气不是孤立的以某一种方式随水流运移，常常是这三种方式都存在，但又以某种方式为主。这些都随各地区的具体地质条件而变化。

在动水压力的作用下，油藏的油水接触边界常是倾斜的，其倾斜方向是与地下水流动的方向相一致的。

综上所述，可看出水压力（包括静水压力和动水压力）是油气二次运移的重要动力。

3.浮力：天然气和石油都比水轻，当油气进入饱含水的储集层后，气、油、水就会按照其密度的大小不同而进行分异。天然气最轻，居上部；水最重，居下部；石油则居中。由于地壳运动的影响，地层的产状由水平变成倾斜，更有利于浮力发挥作用，如图3-5-22所示。促使油气发生分异，使油气向上移动的力，称为浮力。

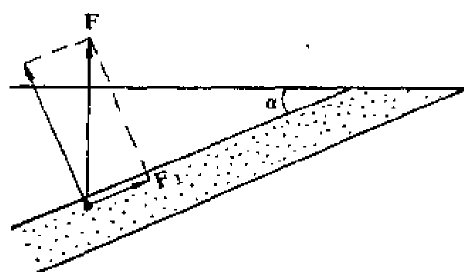


图3-5-22　石油在倾斜地层中的上浮

根据阿基米德原理，水对石油的浮力（方向向上）可表示为：

$$F = V(\rho_w - \rho_o)\cdot g \qquad (3-5-24)$$

式中　F——向上的浮力（达因）；

V——连续的、油块的体积（厘米³）；

ρ_w——水的密度（克/厘米³）；

ρ_o——油的密度（克/厘米³）；

g——重力加速度（厘米/秒²）。

当倾斜地层的倾角为α时，则沿上倾方向的分力为：

$$F_1 = V(\rho_w - \rho_o)\cdot g\cdot \sin\alpha \qquad (3-5-25)$$

所以，如果油水的密度差愈大，油块体积愈大，地层倾角愈大，则油水的分异作用进行愈快，石油沿上倾方向运移的速度也就愈大。而当$\alpha=0$，即地层呈水平状态时，油气将平行于储集层顶部，平铺一层薄膜而不能聚集。但是，从目前地台区发现的许多大油田来看，地层倾角并不需要太大，有的倾斜坡度小到每公里下降1～2米。

从上式中可以看出，油滴的数量与浮力的大小有直接关系。对于一个孤立的油滴，单靠浮力使它运移是比较困难的。当有足够的石油呈连续的整片，整块时，就可产生相当大的浮力，驱使石油沿储集层顶部向上倾方向运移。石油在浮力作用下进行运移的过程中，所遇到的一个重要阻力是毛细管阻力；只有当浮力超过毛细管阻力时，石油才能运移。因此，需要

有足够厚度（高度）的油滴时，它的浮力才能超过毛细管阻力。这个使浮力大于毛细管阻力促使油滴开始运移的厚度（高度）称油滴的临界厚度（高度）。

在浮力作用下，油滴开始上浮运移的临界厚度（高度）Z_c可用如下公式计算。

$$Z_c = \frac{2\gamma\left(\frac{1}{r_t} - \frac{1}{r_p}\right)}{g \cdot (\rho_w - \rho_o)} \qquad (3-5-26)$$

式中 γ——油水之间的界面张力；

r_t——孔隙的喉道半径；

r_p——孔隙的半径；

g——重力加速度；

ρ_w——水的密度；

ρ_o——油的密度。

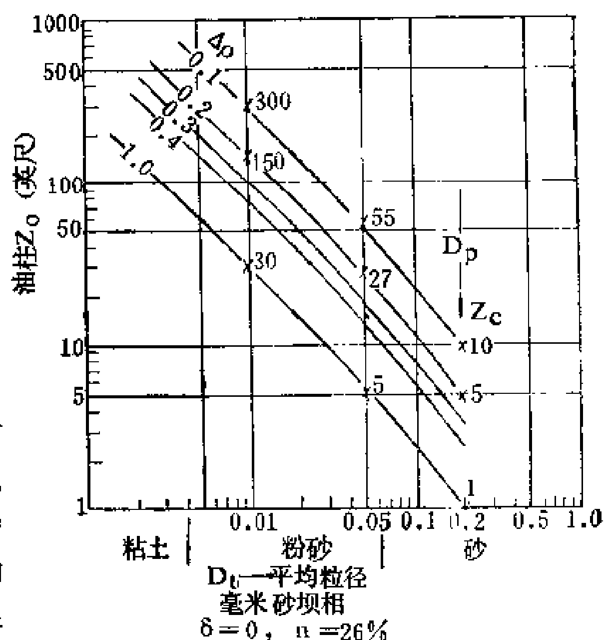


图3-5-23 在相同球形颗粒呈菱形堆积的储集层中，油柱的临界高度与储集层参数之间的关系曲线(据 Magara，1978)

根据实验认为，一个分选好的细粒砂岩有26%的孔隙度，这样一个天然的集合体，可以近似于一个相同球粒的菱面体堆积，其孔隙的大小，三度空间分别是0.154D、0.225D和0.414D（D是球粒的直径）。图3-5-23表示根据公式（3-5-26）计算的油柱临界高度值。油滴超过这个临界高度则开始运移，否则，将停止运移。

在这个实验中，储集层上部被细粒岩层所覆盖；纵座标表示油柱的临界高度，横座标表示颗粒直径大小；$\Delta\rho$ 为油水之间的密度差。

例如当油水之间的密度差为0.2．储集层颗粒直径为0.2毫米时，则油柱的临界高度为1.524米。即油柱高度超过1.524米时，石油将在储集层内向上运移；假如储集层向上变细，石油为了向上运移就需要一个更高的油柱。

特别需要指出，在油气运移过程中，不是某一种动力单独起作用，而是各种动力综合作用的结果。而其中最重要的又是水动力和浮力互相配合的情况。

例如，当水动力携带油气到达背斜区时，浮力趋向于使油气到达背斜顶部时即被阻止，而不再随水流前进。在这个过程中，位于水流方向的背斜一翼，水动力方向和浮力方向是一致的；而在背斜的另一翼，水动力方向和浮力方向则是相反的，即水动力方向向下，浮力方向向上。其最终结果，油气在背斜的最高部位，形成油气聚集，如图3-5-24所示。当然，如果水动力过于活跃，超过浮力的大小，则油气可被水冲走。

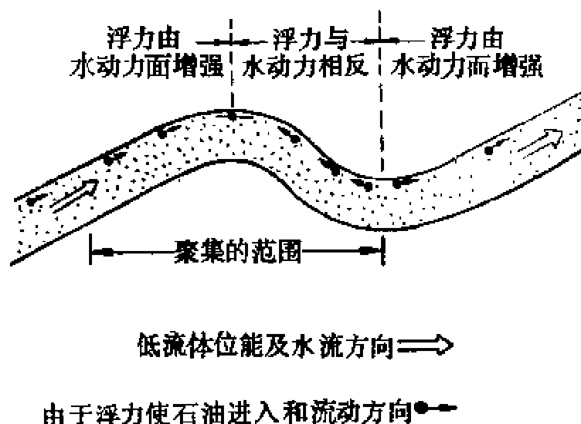
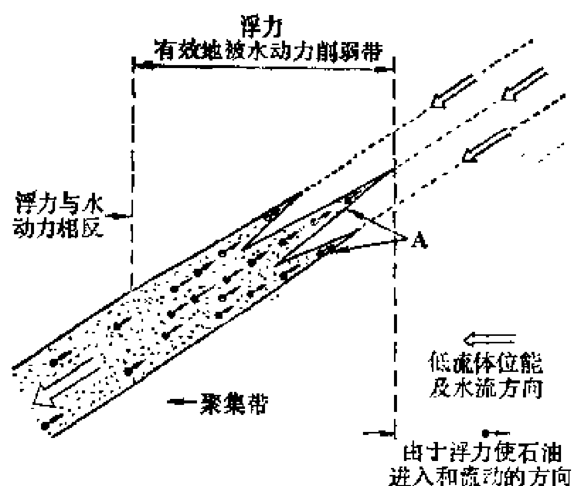


图3-5-24 在背斜中浮力与水动力配合的情况

在地层岩性尖灭圈闭中，情况有些不同。油气由于浮力作用，向上倾方向运移，如果水是向下倾方向流动的（水动力与浮力方向相反），那就提高了圈闭的遮挡作用，易形成丰富



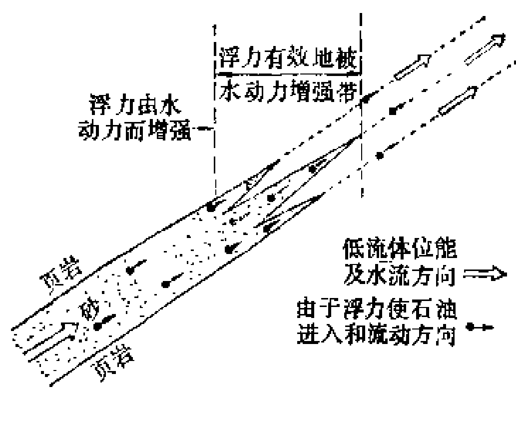


图3-5-25 在地层岩性尖灭圈闭中，当水动力与浮力方向相反时，二者配合的情况

图3-5-26 在地层岩性尖灭圈闭中，当水动力与浮力方向一致时，二者配合的情况

的油气聚集，如图 3-5-25 所示。

但是，如果水是向上倾方向流动（水动力与浮力方向相同），则油气的浮力再加上水动力的配合，就足以使油气进入更小的孔隙中，甚至油气会通过遮挡带。在这种情况下，可能只有小量的油气聚集，甚至不能形成聚集，如图 3-5-26 所示。

当然也还有其他一些动力和因素，对油气二次运移也有影响。如地球自转的离心力、岩石的胶结作用、重结晶作用、细菌活动以及地下的高温高压等，都有一定的作用。

欲正确认识自然界的地质历史中油气如何在各种天然动力的作用下进行运移，必须结合各地区的具体地质条件（沉积条件，构造条件及地质发展历史）进行具体分析。地壳运动的发生和发展，引起沉积盆地的形成和发展。接受巨厚的沉积物，并使它发生褶皱、断裂和沉积间断；造成油气运移的各种通道；在沉积盆地内形成高压区和低压区，供水区和泄水区；从而促使各种动力活跃，促使油气运移。总之，必须根据各地区的地层、构造、地史及古水文地质条件，全面的分析各种运移动力的作用及其相互间的关系，才能正确认识油气运移的过程。

二、二次运移的主要时期

二次运移是继初次运移之后就开始的。但是，在一般情况下，二次运移的主要时期应该是在主要生油期之后所发生的第一次构造运动时期。这个构造运动使原始地层发生倾斜，甚至褶皱和断裂，破坏了原有的压力平衡。在这种情况下，进入储集层中的油气，在浮力、水动力等因素的作用下，向一切压力较低处发生较大规模的运移；并在局部压力平衡处（如圈闭内）聚集起来。假如在油气聚集以后，该地区又发生二次、三次，甚至更多次的构造运动，则每次运动对油气的进一步运移和聚集都产生一定的作用。其作用的大小，决定于构造运动对原有圈闭的改造程度。若对原有圈闭影响不大，或只是促使其继承性发展，则在一般情况下，不会再引起油气大规模的区域性运移。只有在构造运动对原有圈闭条件产生重大改造作用，或全部破坏时，油气才会沿新的压降方向，再次发生新的区域性运移。因此，在研究油气二次运移的主要时期时，必须首先研究生油的主要时期及该区的构造运动的历史。

中国渤海湾含油气盆地，油气二次运移的主要时期是在早第三纪渐新世东营组末期。此时正是油气主要生成时期，并已从生他层进入储集层。更重要的是在渐新世东营组末期，曾

发生一次区域性的构造运动，暂称“华北运动二幕”，这次运动是以块断活动为主要特征，产生了大量断层和一些新的二级构造断裂带，破坏了原有的压力平衡，为油气的二次运移创造了条件。渤海湾地区的一些主要油田，如坨庄——胜利村油田、任丘油田、大港油田、兴隆台油田等，主要都是在这个时期形成的。在这次油气运移聚集时期之后，大约相当于晚第三纪上新世明化镇组末，又发生了一次较强的块断运动，产生了一些新的断层，使部分已形成的油气藏圈闭条件遭受破坏，油气再次运移，导致相当数量的上第三系次生油气藏的形成。如孤岛油田上第三系馆陶组油气藏就是这个时期形成的。

可以认为，油气二次运移的主要时期，也就是油气聚集和油气藏形成的主要时期。因此，研究油气二次运移的主要时期，对油气田勘探有重要的实际意义。

三、二次运移的通道和距离

石油和天然气在二次运移中的主要通道有储集层的孔隙、裂缝、断层和不整合面。储集层的孔隙和裂缝是油气二次运移的基本通道，正是由于储集层具有孔隙空间和裂缝空间，油气才能进入其中，并通过它们而运移。至于运移的数量和速度，则决定于孔隙、裂缝的大小和连通情况。

断裂可以作为油气二次运移的良好通道。由于断裂不像孔隙那样大小不一，迂回曲折，因此，可以认为油气沿断裂通道运移比在岩石孔隙中运移要更容易。当然，并不是所有的断裂，在所有的时间里都可成为油气运移的通道。在某些情况下，断层可以起阻挡作用。中国渤海湾含油气盆地，自中、新生代以来，块断活动强烈，产生了大量的断层，这些断层对油气的运移和聚集起了极重要的控制作用。

地层不整合面也是油气运移的重要通道，世界上不少大的潜山类型的油气田，常常都是油气通过不整合面运移聚集而形成的。例如我国华北冀中拗陷的任丘油田，石油就是通过不整合面由第三系的生油区运移到中—上元古界储集层的潜山圈闭中聚集起来的。

关于油气二次运移的距离问题，长期以来是石油地质界有争论的问题。有人主张长距离运移，有人主张短距离运移。在研究和讨论油气二次运移的距离问题时，必须从具体的地质条件出发，作具体的分析。如区域构造条件，岩性岩相变化条件，以及促使油气运移的各种动力条件等等。在岩性岩相变化较大的地区，同时又缺乏其他合适的运移通道，则油气不可能进行远距离的运移。例如位于不渗透的泥岩生油层中的砂岩透镜体油气藏，以及周围被不渗透性地层所包围的生物礁块油气藏等，石油是由附近相邻生油岩中运移聚集其中的，不可能也不需要经过远距离的运移。与此同时，也要看到，当储集层性质变化较小，连通性比较好，或具有其它合适的运移通道，如不整面或断裂带，同时又具备促使油气运移的动力条件，则油气进行较远距离的运移也是可能的。

从我国目前所发现的油气田情况看，它们都有靠近沉积中心（油源区或生油凹陷）分布的特点。因此，可以认为油气二次运移的距离不是很大的。表 3-5-2 是我国几个主要含油气盆地中，油气二次运移距离的统计数据。

从表中可以看出，油气运移的距离一般都在50公里以内，最大的是新疆准噶尔盆地克拉玛依油田，也只有80公里。陆相地层中油气运移距离比较短，可能与岩性不稳定，横向相变较大有关；同时与断层发育，水动力条件差也有关系。

四、油气二次运移的主要方向

油气田勘探的实践证明，一些含油气丰富的油气田，都是位于生油凹陷附近油气运移的主要方向。例如，我国大庆油田就是处于主要生油区——古龙凹陷油气运移的主要方向。据

表3-5-2　　我国部分含油气盆地油气运移距离

盆地名称	运移距离（公里）	
	一般	最大
松辽盆地	小于 40	
鄂尔多斯盆地	小于 40	60
渤海湾盆地	小于 20	30
江汉盆地	小于 10	15
南襄盆地	小于 10	20
酒泉盆地	5～20	30
准噶尔盆地	30～50	60

计算，约有87%的生油量沿这一方向运移至大庆长垣中聚集起来，形成特大的大庆油田。又如渤海湾盆地东营凹陷中的一些油气田：坨-胜油田、东-辛油田、永安镇油田、郝-现油田、滨南油田、纯化镇油田、王家岗油田、广利油田等等，也都是分布在主要生油区的周围，在油气运移的主要方向上，如图 3-5-27 所示。

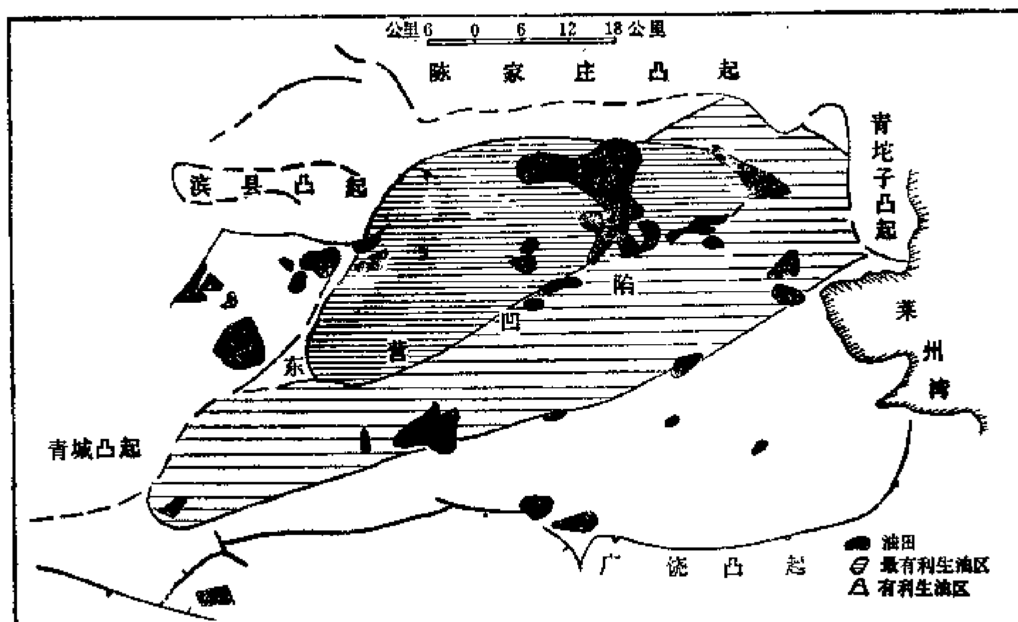


图3-5-27　东营凹陷油气田分布与生油区关系示意图(据胜利油田)

地壳中的石油和天然气，总是沿着阻力最小的方向运移，这是油气在储集层中运移的规律。其具体运移的主要方向则受多种因素的控制，其中最重要的是区域构造背景，即凹陷区与隆起区的相对位置及其发育历史。在一般情况下，位于凹陷附近的隆起带及斜坡带，常成为油气运移的主要方向，特别是其中长期继承性的隆起带最为有利。与此同时，油气运移的方向还要受储集层的岩性岩相变化的影响，受地层不整合、断层分布及其性质的影响，以及水动力条件等因素的影响。因此，在判断油气运移的主要方向时，必须综合分析以上各种条件，才能得出比较切合实际的结论。

随着石油有机地球化学的进展，发现石油在运移过程中，有被矿物颗粒选择性吸附的现

象，其结果与实验室内色层分析极为相似。因此，可以根据石油化学成分的改变，以及由此引起的物理性质的变化，去追索石油运移的主要方向。在实验室内，当油气通过色层柱时，由于不同组分，或同一组分不同极性和不同大小分子的物质，其吸附能力不同。最先最容易通过的是那些吸附能力小和不具极性的成分；而吸附能力强、分子大和具有极性的物质，一般很难通过，或通过很少。在实际勘探工作中，也发现沿着油气运移的主要方向，油气的化学成分和物理性质也产生有规律性的变化。其中非烃和芳香烃含量、卟啉含量，以及沥青质、胶质和重金属（V、Ni、Ca）等的含量，都相应减小。另外，有人还测得石油中 C^{13}/C^{12} 的比值也随运移距离渐远而降低。这是因为石油中的非烃化合物（含氧、硫、氮的有机质），最易吸附于矿物的表面或溶解于水中。在石油的不同族分中，芳香烃比烷烃和环烷烃的极性强，对水的溶解度也大，所以随着石油的运移，其芳香烃族分逐渐减少，而芳香烃中 C^{13}/C^{12} 的比值高于烷烃和环烷烃。因此，随着在油气运移方向上芳香烃的减少，必然导致 C^{13}/C^{12} 比值的减少。也有人认为，重同位素 C^{13} 比轻同位素 C^{12} 吸附能力强，因此，C^{12} 相对运移快，故在运移前方，C^{12} 含量相对较高，致使 C^{13}/C^{12} 比值减小。我国四川盆地泸州古隆起附近阳新统及嘉陵江组天然气中 C^{13} 同位素含量的变化，明显的表现出这个规律，如图3-5-28所示。

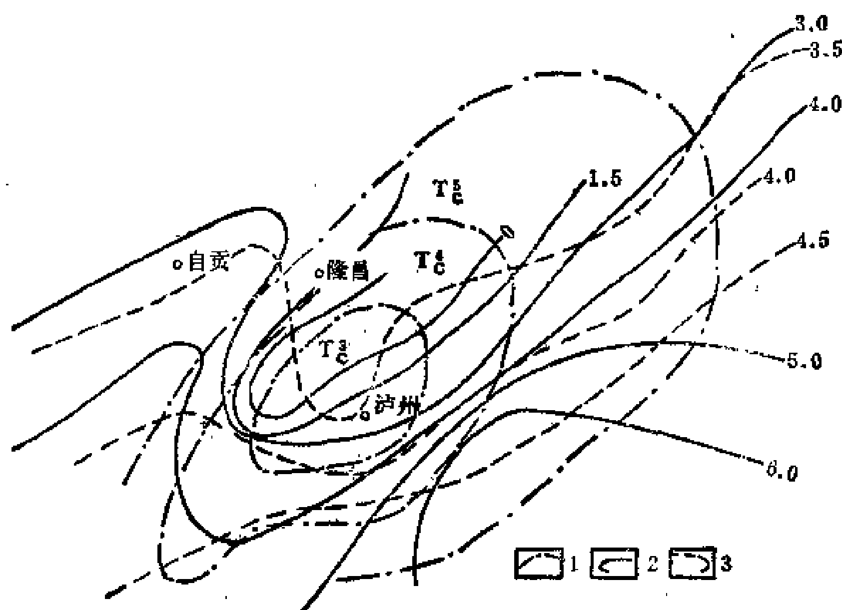


图3-5-28　四川泸州古隆起阳新统、嘉陵江组天然气 C^{13} 含量分布图
（据四川石油管理局）
1—香溪世前古地层界线；2—嘉陵江组天然气 C^{13} 同位素含量；3—阳新统天然气 C^{13} 同位素含量

从图中可以看出，天然气 C^{13} 同位素的含量从隆起上向凹陷方向（天然气来源的方向）变大，而在隆起顶部（运移的前方），其含量逐渐减小。

随着石油和天然气在运移过程中（天然的层析过程），化学成分有规律的变化，必然导致其物理性质的变化，沿着油气运移的方向，其比重和粘度一般都会减小。

我国酒泉盆地可以作为这方面的实例。该盆地的油源区位于老君庙背斜带西部的青西凹陷，主要生油层是下白垩统新民堡群。从区域构造位置上看（如图3-5-29），老君庙背斜带西北，紧邻青西生油凹陷，从构造发育史上看，青西凹陷一直处于相对低的、接受沉积的位置。而老君庙背斜带，则始终处于相对高处。青西凹陷生成的油气，主要通过白垩系后期向

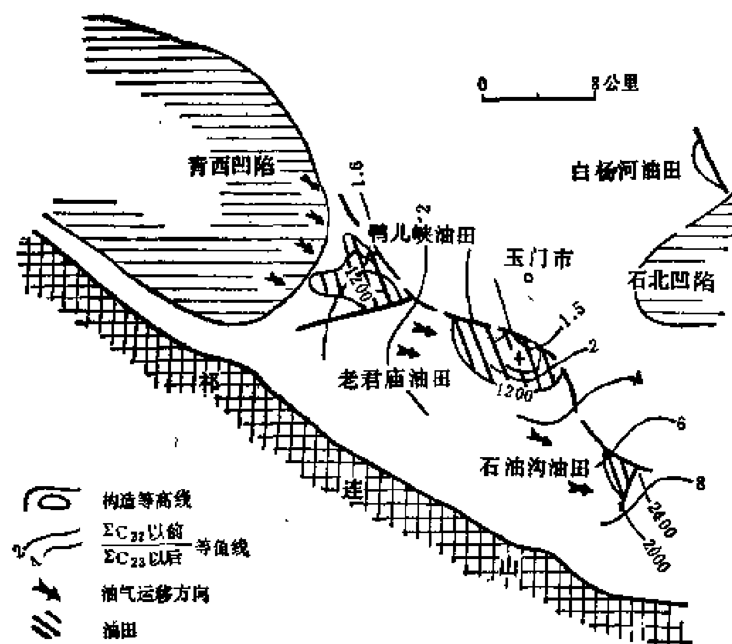


图3-5-29　酒泉盆地老君庙背斜带油气运移的方向
（据石油工业部石油勘探开发研究院，1977）

西变薄的砂层及向西倾斜的白垩系顶、底不整合面向东运移。

当时盆地地下水的补给区为南部祁连山的边缘地带，进入地层后向西北或北流动，它们与凹陷中因压实作用排出的并向外围运移的地下流体在背斜带相遇，并形成压力平衡条件，使油气在这里聚集。

上述运移方向，从油藏中流体性质的变化也得到证实，如表 3-5-3 及表 3-5-4 所示。

表3-5-3　　老君庙背斜带各油田原油物性数据
（据中国科学院兰州石油地质研究所）

地区	层位	样品数	粘度（30℃、厘泊）	比重（D_4^{20}）	凝固点（℃）	含蜡量（%）
石油沟	BC	1	21.8	0.8597	0.1	13.58
	L	5	20.4	0.8571	-1.9	13.3
	M	6	27.5	0.8650	1.97	13.2
老君庙	K	4	17.3	0.8562	-1.6	12.96
	L	9	23.2	0.8620	2.16	13.94
	M	8	30.8	0.8658	10.5	16.09
鸭儿峡	L	8	25.4	0.8640	10.3	14.26
	K_E	503*	67.8	0.8763	20.0	13.38
	K_M	508*	190.7	0.8821	20.0	15.32
	S	5	66.2	0.8815	17.06	14.22

表3-5-4 老君庙背斜带各油田正烷烃数据表

(据中国科学院兰州石油地质研究所)

层位	地区	井号	主峰碳数	OEP值		C_{22}以上/C_{23}以下	
				单井	平均	单井	平均
K	老君庙	443	C_{21}	1.07	1.05	2.25	2.77(2)
BC	石油沟	27	C_{21}	1.03		3.00	
L	石油沟	111	C_{19}	0.95	1.05	8.12	2.44(14)
		249	C_{19}	1.04		2.97	
		5	C_{21}	1.06		2.94	
		195	C_{19}	1.07		2.68	
	老君庙	K—243	C_{21}	1.07		2.26	
		H—181	C_{21}	1.08		2.08	
		770	C_{21}	1.08		1.97	
		52	C_{21}	1.05		1.81	
		D—221	C_{21}、C_{23}	1.05		1.27	
		189	C_{21}	1.04		1.28	
	鸭儿峡	156	C_{21}	1.07		1.63	
		304	C_{21}	1.03		1.63	
		248	C_{21}	1.05		1.68	
		684	C_{21}	1.06		1.93	
M	石油沟	N—662	C_{17}	1.05	1.07	3.66	2.23(8)
		692	C_{19}	1.07		2.94	
		134	C_{21}	1.07		1.94	
		729	C_{21}	1.08		1.36	
		683	C_{21}	1.08		3.32	
	老君庙	701	C_{21}	1.05		2.16	
		E—222	C_{21}	1.07		1.30	
		H—196	C_{23}	1.06		1.22	
K_{1g}	鸭儿峡	503	C_{21}	1.07	1.10	2.94	2.23(2)
		508	C_{21}	1.12		1.70	
S	鸭儿峡	114	C_{21}	1.08	1.10	2.41	2.11(3)
		136	C_{21}	1.10		1.95	
		137	C_{21}	1.13		1.98	

从表中所列数据可以看出：从鸭儿峡向老君庙、石油沟方向，原油正烷烃主峰值、OEP值均逐渐降低。C_{22}以上与C_{23}以下的比值逐渐增加，原油比重、粘度、含蜡量及凝固点逐渐变小、变低。

必须指出，上述原油性质的变化，只是当沿油气运移方向，层析作用起主导作用时，才能发生的现象。假如在运移过程中，若氧化作用占主导地位，则不仅上述有规律性的变化不存在，而且还会出现相反的变化规律，即原油性质从凹陷内部向边缘由轻变重，沿油气运移的方向，原油的比重、粘度有规律地增大，其它参数也呈有规律性的变化。表3-5-5是表示辽河西部凹陷各油田原油性质沿运移方向变化的情况。

从表列数据中可以看出：沿油气运移的方向，从凹陷内部到凹陷外缘，从双台子油田到曙光油田，原油的比重和粘度有规律地增加；胶质+沥青质的含量也有规律的增加。在松辽盆地古龙凹陷中大庆长垣萨尔图油层和葡萄花油层原油性质的变化也有类似的规律性，如表

表3-5-5　　辽河西部凹陷各油田原油性质数据

（据石油工业部石油勘探开发研究院，1977）

部位	油田＼原油性质	比重 D_4^{20}	粘度(50℃) 厘泊	凝固点 ℃	含蜡 %	胶质+沥青质 %	含硫 %	备注
凹陷内部	双台子	0.829	2.79	24	6.7	6.22	0.078	双7井
	兴隆台马酒子地区	0.8420	4.5	15	4.17			马60井
凹陷中段	兴隆台北部	0.8873	14.87	-12	5.54	7.25	0.127	兴58井
	曙二区	0.8597	18.54	30	10.23	19.92	0.154	2-6-6井
	欢喜岭高垒带	0.8621	20.44	35	13.33	3.85 (沥青质)	0.097	双12井
凹陷外缘	高升	0.9461	1508	4	3.96	37.5	0.53	高3井
	曙三、四区	0.9489	258.7 (100℃)	34	6.58	46.6	0.0449	曙13井

表3-5-6　　松辽盆地古龙凹陷大庆长垣萨尔图油层、葡萄花油层原油性质变化

（据石油工业部石油勘探开发研究院，1977）

原油性质＼油田	葡西油田	葡萄花油田	高台子油田	杏树岗油田	萨尔图油田	喇嘛甸子油田
比重 D_4^{20}	0.8227	0.8387	0.8520	0.8550	0.8690	0.8697
粘度(50℃)厘泊	7.4	10.7	12.6	17.8	28.9	32.25
含蜡量 %		28.35	22.6	24.6	20.2	21.2
硅胶质 %	5.8	6.34	6.42	13.98	18.1	20.78
变化趋势	南（近古龙凹陷）⟶北（远离古龙凹陷）					

3-5-6所列。

从表列数据同样可以看出：从南向北，沿油气运移的方向，原油的比重和粘度逐渐增大，造成这种变化的原因可能是多方面的　但最重要的原因，可能是由于油气运移过程中氧化作用占主导地位的结果。

除了上述横向（水平方向）的油气二次运移主要方向外，在不同的地质条件下，油气二次运移的主要方向也可以是纵向的（垂直方向）。当油气作纵向运移时，同样可以看到沿运移方向油气物理、化学性质发生有规律的变化。我国的一些断陷盆地中，由于断裂的大量产生和长期活动，导致油气二次运移中，主要是以沿断层通道的纵向（垂向）运移方向。例如渤海湾盆地的一些油气田就具有这样的特点。在这些油气田中，由于纵向运移的结果，其原油比重及粘度都是从下往上增大，即沿运移方向逐渐增大；而天然气的比重则正相反，从下往上逐渐减小。浅层地层水总矿化度出现明显的高异常区，如表 3-5-7 所示。

这样的变化规律在济阳拗陷的坨庄—胜利村油田也同样可以看到，如表 3-5-8 所示。

从表列数据的变化，可以清楚地看到：在华北地区由于上第三系明化镇组时期的断裂活动，使下部下第三系的油气藏中的油气沿断层向上纵向运移。在运移过程中氧化作用占了主导地位，其结果是从下往上，沿油气运移的方向，原油比重、粘度都逐渐增大，出现规律性

表3-5-7　　大港油田油气水性质纵向变化情况表（据大港油田）

地层（系）	地层（组）	地层（段）	原油性质：比重 (D_4^{20})	原油性质：粘度 (50℃厘泊)	原油性质：含蜡量 (%)	原油性质：凝固点 (℃)	原油性质：胶质、沥青质 (%)	天然气性质：比重	天然气性质：甲烷含量 (%)	天然气性质：重烃含量 (%)	油田水性质：总矿化度 (毫克/升)	油田水性质：氯根 (毫克/升)	油田水性质：水型	备注
上第三系	明化镇组	明二	0.9322	112.6	6.1	－15.3	17.6	0.5734	96.95	2.12	3385	1029	重碳酸钠型	
		明三	0.9184	62.7	8.0	－1.3	15.6	0.6093	93.50	6.61	3321	1009	重碳酸钠型	
		明四	0.8991	29.8	9.0	2.8	12.6	0.6626	85.00	12.94	3772	1118	重碳酸钠型	
	馆陶组	馆一	0.8876	18.3	9.2	16～－16	9.2	0.6568	85.61	12.00	4952	977	重碳酸钠型	
		馆二	0.8777	62.0	11.9	21	12.3	0.7081	77.04	17.40	4962	1146	重碳酸钠型	
		馆三	0.8695	25.6	14.7	24.8	9.8	0.7316	75.98	21.98	4753	1192	重碳酸钠型	
		馆四	0.8546	11.7	14.8	30.5	7.2	0.7827	71.43	27.74	5097	1678	重碳酸钠型	
下第三系	东营组		0.8411	4.99	16.37	25	8.67	0.7023	80.71	17.48	17277	6880	重碳酸钠型	
	沙河街组	沙一、二	0.8563	7.59	18.26	21	9.66	0.6856	82.85	15.05	17313	8089	重碳酸钠型	
		沙三	0.8280	2.87	12.49	23	5.66	0.7582	75.21	23.22	15953	8295	重碳酸钠型	

表3-5-8　　坨庄—胜利村油田油气水性质纵向变化情况（据胜利油田）

层位	原油性质：比重 D_4^{20}	原油性质：粘度 厘泊	原油性质：凝固点 ℃	原油性质：含蜡量 %	原油性质：含硫量 %	天然气性质：比重	天然气性质：甲烷 %	天然气性质：重烃 %	地层水总矿化度 ppm
上第三系馆陶组	0.97	4267	12		1.06	0.579	93～94	0	11987
下第三系东一段	0.95～0.97	1141～3607	2～10		0.82～0.87	0.57～0.69	94～98	0～1.1	5749～27600
东二段	0.94～0.96	350～3200	－9～5		0.75～0.9				
东三段	0.93～0.95	300～1000	－6～14	7.34～13.85	0.7～1.1				
沙一段	0.89～0.93	25～300	1～28	2.47～16.5	0.5～0.8	0.57～0.75	81～97	1.6～1.81	10000～21000
沙二段上部	0.88～0.95	28～1400	34	4.4～24.15	0.41～1.1	0.57～0.78	81～96	3.7～17.3	9100～23000
沙二段下部	0.87	36～2400	0～34	8.24～23.04	0.5～1.44				20000～52000
沙三段	0.86	25			0.6				21577～148940

的变化。

因此，在分析油气运移的主要方向时，一定要对各种地质条件进行综合分析，才能得出比较正确的结论。

综上所述，可以看出，石油和天然气的运移是油气藏形成过程中的极为重要的环节。正是由于有油气的运移（初次运移和二次运移）才能导致油气藏的形成，当然在不同的地质条件下也可能导致油气藏的破坏。因此，研究油气运移问题是石油地质工作者的重要任务之一，它与油气勘探工作的实践是紧密连系在一起的。

第六章　油气藏形成的基本条件

油气藏的形成，是石油地质学研究的主要问题之一，它不仅具有科学的理论意义，而且对油气资源的勘探有着重要的实际意义。根据对我国已发现的二百多个油气田中的油气藏形成条件的分析，可以看到，油气藏的形成过程，就是在各种因素的作用下，油气从分散到集中的过程；能否有丰富的、足够数量的油气聚集，形成储量丰富的油气藏，并且被保存下来，主要决定于是否具备生油层、储集层、盖层、运移、圈闭和保存等六个条件。据此，把油气藏形成的基本条件概括为充足的油气来源，有利的生储、盖、组合，有效的圈闭和必要的保存条件等四个方面。而这四个方面又是互相连系，密切相关的。

第一节　充足的油气来源

在一个沉积盆地中，能否形成储量丰富的油气藏，充足的油气来源是重要的前提。所谓“充足”是指油气生成的数量能足以形成工业性的油气聚集，当然也包括足以形成储量丰富的特大油气藏的油气数量。油气来源是否充足，取决于盆地内生油层系的发育情况，所含原始有机物质的多少，及其向油气转化的程度。从我国石油勘探的经验可以得出如下几点认识。

1.从纵剖面上看，各油区的含油气层普遍位于生油层系之内或与其间互相邻。

储集层在剖面中的分布是相当广泛的，但它是否含有油气，以及含油气的丰富程度如何？除与储集层本身性质、保存条件等有关外，在很大程度上与储集层和生油层之间相应位置有直接关系。我国各含油气盆地的实际成果表明，每个含油气盆地的含油气层都集中分布在生油层系内部或与其间互相邻，而远离生油层系的储集层往往很少含有油气。

如松辽盆地现有五个含油层，它们分别分布在上、中、下三个生、储、盖组合之中。下部生、储、盖组合的扶余油层和杨大城子油层，位于白垩系青山口组一段和泉头组二段生油层上下附近；中部生、储、盖组合的萨尔图油层、葡萄花油层和高台子油层，分布在青山口组和嫩江组二、三段主要生油层系内部；上部生、储、盖组合的黑帝庙油层则紧紧靠近嫩江组二、三段主要生油层。而且，这五个含油层系含油气的丰富程度，还与其相邻的生油层的优劣有很大关系。如在三个生、储、盖组合中，以中部组合的生油层生油条件最好，是盆地内的最主要生油层，相应地位于该生油层系内部的萨尔图油层、葡萄花油层和高台子油层，也正是盆地内最主要的含油层，它们集中了全盆地探明石油储量的80%以上。

又如渤海湾盆地济阳拗陷的东营凹陷，下第三系沙河街组第四段中的纯化镇油层和平方王油层都靠近沙河街组第三段、第四段生油层；沙河街组第二段砂岩油层和东营组油层也都紧靠近沙河街组第三段生油层和沙河街组第一段主要生油层的上、下，或在生油层之中。因为沙三段和沙一段生油层生油条件最好，所以位居于其中的沙河街组第二段含油层含油最丰富，是东营凹陷的主力油层。

准噶尔盆地主要有三个含油气层，也相应地紧临三个生油层，即二叠—三叠系含油气层段紧临二叠系生油层；中—下侏罗统～白垩系含油气层段紧临中—下侏罗统生油层；渐新统

～中新统含油气层段则紧临渐新统生油层。而在远离这三个生油层的地层中，则未见工业性油气流。

柴达木盆地三个主要含油气层为：上侏罗统顶部及下第三系下部含油层，它紧靠侏罗系生油层；上第三系下部含油层，它紧临下第三系和上第三系下部生油层；第四系含气层为自生自储。

其它含油气盆地的含油层与生油层在纵向剖而上的关系，也同样有类似的分布规律。这充分说明，只有当良好生油层存在时，储集层才能含丰富的石油和天然气，否则，没有油气来源，储集层就不可能含有油气。

当然，也有时在纵向剖面上未发现有生油层，而储集层中同样含有丰富的油气，例如一些与地层不整合遮挡有关的油气藏就是这种情况。但是，经仔细研究，它仍然是在其附近有生油层存在，有油气供给来源。如我国华北冀中拗陷的任丘油田，其储集层为中—上元古界、寒武系和奥陶系的白云岩、石灰岩。从油田范围内的纵向剖面上看，其上、下均未见良好的生油层。但是，在其侧向不远处，则有下第三系沙河街组良好的生油层存在。正是沙河街组生油层生成的丰富的石油，沿不整合面运移至潜山的储集层中面聚集起来，才形成了高产的任丘油田。

所以，良好的生油层系的存在，是形成丰富油气藏的基本前提之一。

2.从平面上看，油气田一般分布在生油区之内或其邻近地区，而远离生油区的地区往往很少有油气田分布。

油气田勘探的大量实践证明，油气田一般分布在生油区之内或与其邻近的地区，面在远离生油区的地区，则很少有油气田分布。我国一些主要含油气盆地的情况都是如此。

例如在渤海湾盆地济阳拗陷中，油气田的分布一般都是围绕着主要生油洼陷作环状分布。即分布于东营凹陷中的利津生油洼陷周围，沾化凹陷的河口生油洼陷周围，以及惠民凹陷的临邑生油洼陷周围。这三个生油洼陷周围的油气田所控制的含油气面积为总含油面积的71%，石油地质储量占总储量的87%。几乎所有的大、中油田都集中于这些地区，三个生油洼陷形成了各自的油气富集区。如东营凹陷的利津生油洼陷，周围分布有坨-胜油田、东-辛油田，郝-现油田，滨南油气田，以及宁海、利津、单家寺、梁家楼等含油气地区，如图3-6-1。

其含油气面积占东营凹陷总含油气面积的63%，石油储量占总储量的84%。

又如渤海湾盆地黄骅拗陷的歧口—板桥生油凹陷，其周围分布有十几个油气田、控制的石油储量占拗陷总储量的80%，天然气总储量的95%，如图3-6-2。

松辽盆地已发现油气田数十个，它们主要分布在齐家—古龙生油凹陷和三肇生油凹陷的周围，特别是大庆长垣聚集了全盆地石油地质储量的80%以上，如图3-6-3。

江汉盆地已发现的近20个油气田其中绝大多数都分布在有利的生油区内或紧靠有利的生油区分布，如图3-6-4。

我国甘肃省酒泉西部盆地已发现有石油沟、老君庙、鸭儿峡、白杨河和单北等数个油气田，它们均分布于下白垩统生油区---- 青西凹陷和石北凹陷附近，如图3-6-5所示。

酒泉盆地主要生油层为下白垩统，主要生油区是青西凹陷及石北凹陷。凹陷区长期处于深水湖相和半深水湖相的还原环境下，沉积了厚达700～1500米厚的以黑色页岩为主的泥质岩，生油岩总体积达450立方公里，成为盆地内的主要油源区。下白垩统的生油层与邻区的上覆第三系白杨河群间泉子组砂岩层和石油沟组泥岩层构成一个不完整的间断式生、储、盖

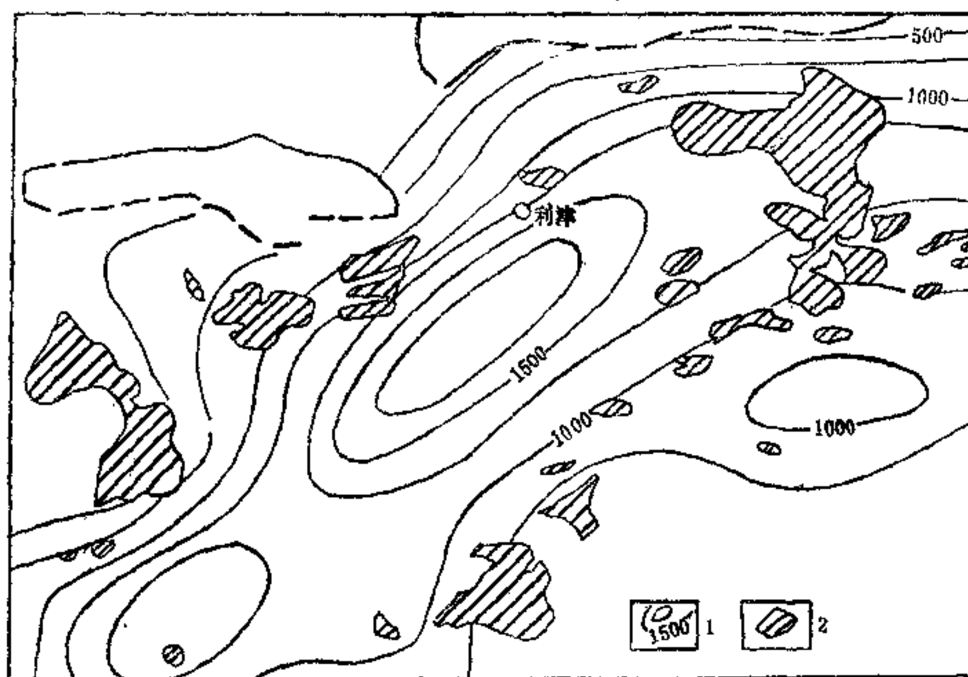


图3-6-1 东营凹陷利津生油洼陷周围油气田的分布图
（据胜利油田）
1—生油层厚度；2—油田

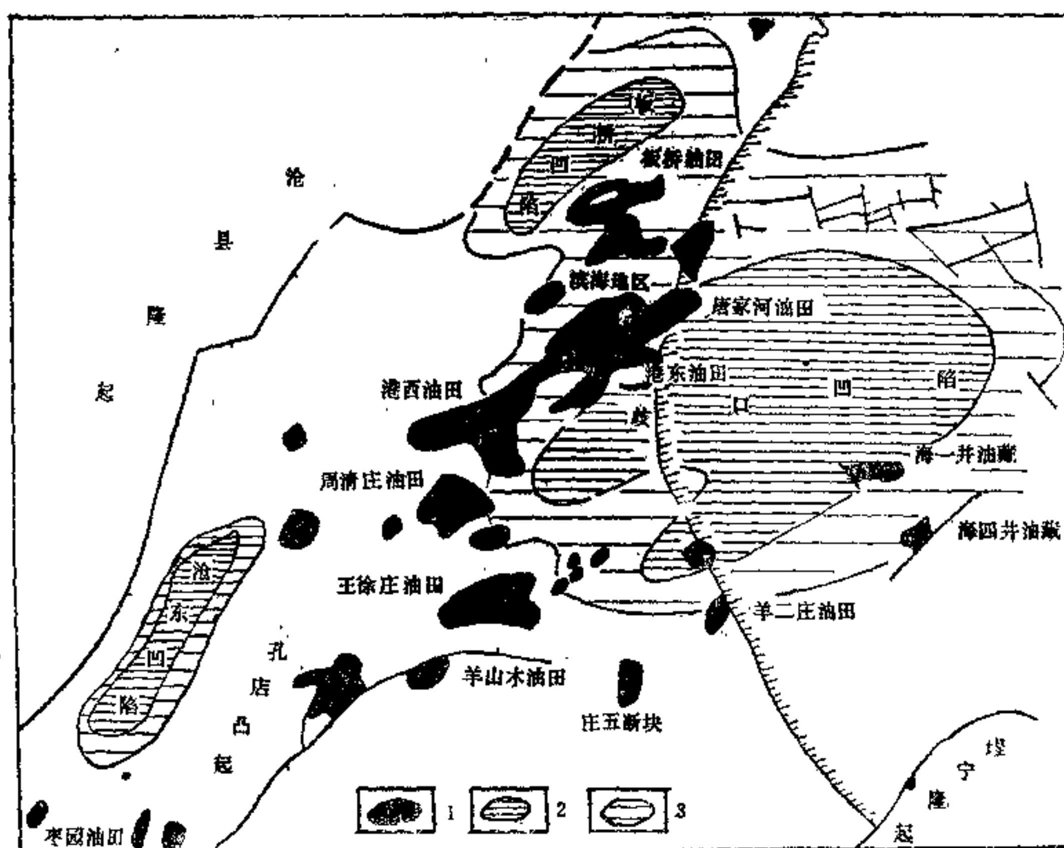


图3-6-2 黄骅拗陷油气田分布与生油凹陷关系图
（据大港油田）
1—油田；2—最有利生油区；3—有利生油区

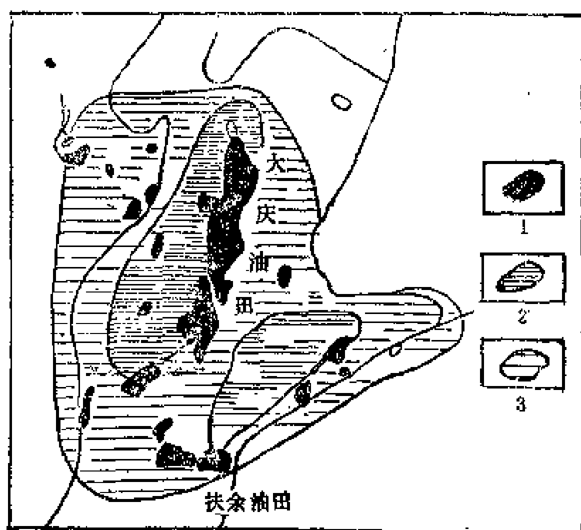


图3-6-3　松辽盆地油气田分布与生油凹陷的关系图
（据大庆油田）
1—油田；2—最有利的生油区；3—有利生油区

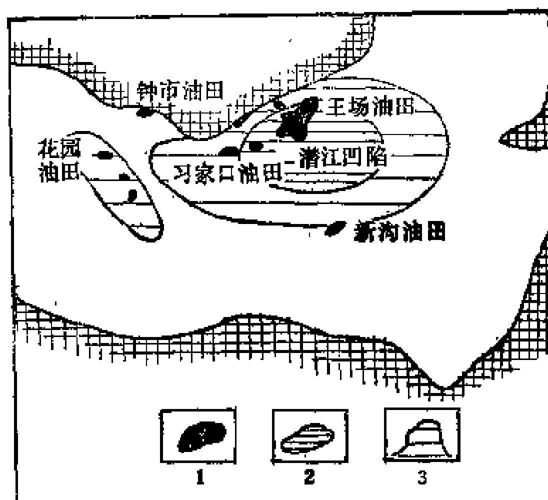


图3-6-4　江汉盆地油气田分布与生油凹陷关系图（据江汉石油管理局）
1—油田；2—最有利生油区；3—有利生油区

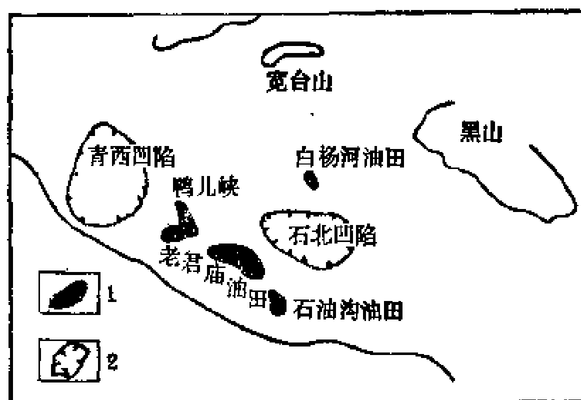


图3-6-5　酒泉盆地西部油气田分布与生油区关系图
（据玉门石油管理局）
1—油田；2—生油凹陷

组合。青西凹陷下白垩统生成的石油，沿不整合面和断层运移到老君庙背斜带，聚集起来形成鸭儿峡、老君庙、石油沟等油气田。白杨河油田和单北油田的形成是石北凹陷的油源向北运移的结果。而东部的新民堡构造和南山构造等，则因距离生油区较远，油源不足，或因后期构造运动而使生油层抬起出露地面，保存不好，而未能形成油气藏。

综上所述，说明生油区（油源区）对油气田的分布起着明显的控制作用。生油层和生油区的分布位置和有机质的成熟程度基本上控制了油气田分布的位置和范围。这种明显的控制关系，在我国其它一些含油气盆地中也同样存在。

3.盆地内生油层的沉积中心决定生油区的分布。

沉积盆地在整个地质历史过程中，各地区的升降运动总是不均衡的，在生油层系沉积时也不例外。有的地区下降较深，形成相对的凹陷区，对于湖泊沉积环境来说，相对凹陷的沉积中心区，常造成深水湖—半深水湖相的还原环境，对有机物质的保存并向油气方向转化具备有利条件。因此，生油层沉积时的沉积中心就决定了生油区的分布。对海相沉积盆地来讲，同样有这种情况。

一个沉积盆地往往有几个时期的生油层，早期生油层沉积时的沉积中心在以后的发展历史中有的被继承下来，成为继承性发育的长期凹陷区；有的早期生油层沉积中心，在后期生油层沉积时消失；有的早期生油层沉积时为斜坡区或隆起区，晚期生油层沉积时变为凹陷区。从油气有机生成的观点来看，长期发育的继承性凹陷，且沉积中心与沉降中心一致者，

对油气的生成最有利。这是因为长期发育的继承性凹陷，无论是油气的生成环境或生油层的保存条件，均较非继承性的早期发育和晚期发育的凹陷更有利，常形成若干个生油层系的叠合，使油源更加丰富。所以，长期发育的继承性凹陷，常常构成盆地内的主要生油区。我国松辽盆地中央拗陷带中的齐家—古龙凹陷、三召凹陷和长岭凹陷即属这种长期发育的继承性凹陷，构成松辽盆地的主要生油区，如图 3-6-6 所示。

这个主要生油凹陷的特点是在盆地整个发展历史中的各个阶段都表现为凹陷的性质，均为各时期的沉积中心和沉降中心。地层厚度大，沉积物多为深水湖或较深水湖的还原环境下形成的暗色泥质岩类，成为松辽盆地最良好的生油层发育地区。

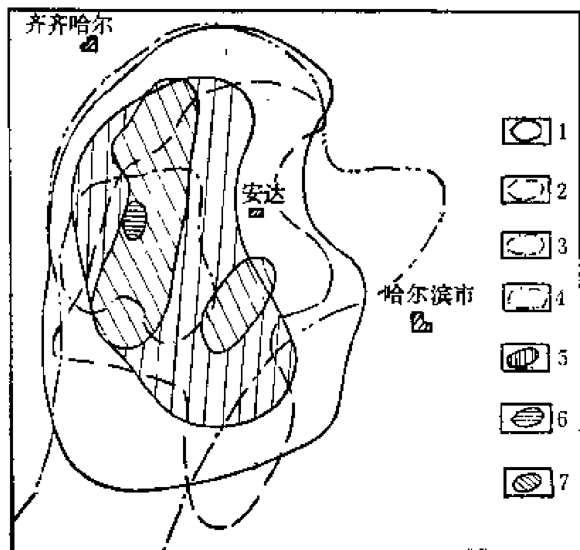


图3-6-6 松辽盆地下白垩统各组段生油凹陷的叠合分布图(据大庆油田)

1—青山口组一段有利生油区；2—青山口组二、三段有利生油区；3—姚家组二、三段有利生油区；4—嫩江组一段有利生油区；5—青山口组一段最有利生油区；6—青山口组二、三段最有利生油区；7—嫩江组一段最有利生油区

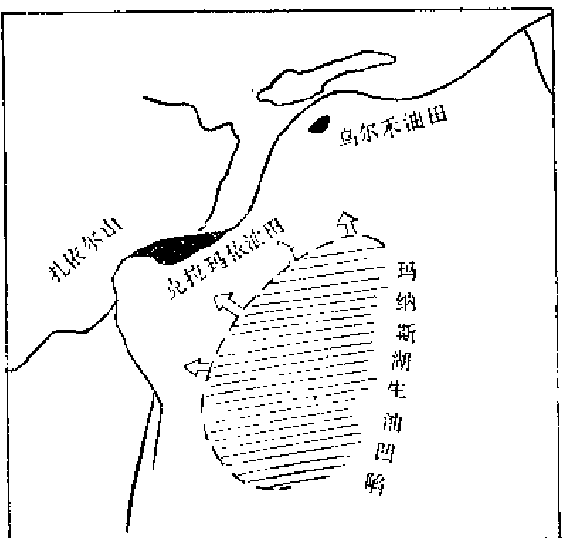


图3-6-7 准噶尔盆地西北缘生油拗陷位置示意图(据新疆石油管理局)

我国新疆准噶尔盆地发育有三个生油层系，即上二叠统生油层系、侏罗系三工河组生油层系和第三系下绿色组生油层系。其中以上二叠统的生油层系为最重要，是盆地内的主要生油层系。根据现有资料说明，在克拉玛依的东南方向，石炭-二叠纪时是一个大的沉积拗陷（面积约 6000 平方公里），称玛纳斯湖拗陷。拗陷内二叠系厚约 3000 米，是二叠系的沉降中心，也是沉积中心，也是准噶尔盆地的主要生油区，如图 3-6-7 所示。

我国其它一些含油气盆地，如酒泉盆地、渤海湾盆地、江汉盆地、柴达木盆地、鄂尔多斯盆地等，生油区的分布也都是受生油层沉积时的沉积中心所控制。

综上所述，可以得出如下的认识：即一个沉积盆地中能否形成丰富的油气藏，充足的油气来源是其基本条件之一。而衡量油气来源丰富程度的具体标志，是生油凹陷的大小及凹陷持续时间的长短(生油层系的厚薄)。生油凹陷的面积大，持续时间长，可以形成大面积巨厚的多旋回性的生油层系及多生油期，油气来源就丰富。所有含油气丰富的沉积盆地，特别是含有大油气田的盆地，它们都是长期稳定下沉的沉积盆地，发育有巨大体积的沉积岩系，持续时间长的生油凹陷，生油层系厚，油气来源充足。从国内外的统计资料看，这些含油气

盆地生油岩系的厚度一般在500～1000米以上。

油源的丰富程度除与生油岩的体积有关外，还与生油岩的埋藏深度，以及生油岩与储集岩的接触关系、配合情况等有密切关系。换言之，油源的丰富程度决定于生油岩的体积、有机质数量和类型、生油岩的成熟度（有机质转化为油气的程度）、以及生油岩排出石油和天然气的能力（给油率）等综合因素。

第二节 有利的生、储、盖组合

油气田的勘探实践证明、生油层、储集层、盖层的密切配合，是形成丰富的油气聚集，特别是形成大油气田的重要条件之一。有利的生、储、盖组合其含意是指生油层中生成的油气能及时地运移到储集层中，即具有良好的输送通道，畅通的排出条件；同时，盖层的质量和厚度又能保证运移至储集层中的油气不会逸散。

在研究生、储、盖组合时，必须考虑到地壳运动的旋回性及沉积环境的影响。根据国内外主要含油气盆地生、储、盖组合的情况，可将这种组合关系归纳为两大类。即连续沉积的生、储、盖组合和被不整合面所分隔的生、储、盖组合。

一、连续沉积的生、储、盖组合

这种生、储、盖组合是指三者之间是连续沉积的，没有被不整合面所分隔。生油层与储集层之间的排油通道是建立在两者直接接触的基础上。这种接触的形式可以是多样的。主要决定于地壳运动的周期性，和沉积作用的旋回性。例如我们把一个含油气盆地从下降开始到上升结束作为一个旋回的发展过程，这个过程大致可分为四个阶段，即：下降开始阶段，相对稳定下降阶段，有节奏的上升阶段和上升侵蚀阶段。在旋回发展的不同阶段，有不同的生、储、盖形成条件及组合型式。一般情况下，在相对稳定下降阶段，最先形成的组合可能是以生油层在上储集层在下的型式为主；其后则以互层为主；当达到最大沉降时，即最大水进期，碎屑物质供应不足，沉积物以泥质为主，砂质储集层不发育，最多只能形成一些浊积砂岩透镜体；在有节奏的上升阶段，为水退式沉积，早期以互层为主，稍晚则为明显的水退沉积，形成生油层在下储集层在上的组合型式。因此，可以认为，在沉积盆地某一旋回的发展过程中，相对稳定沉降阶段的最大水侵期前后，是最有利于形成良好的生、储、盖组合的发展阶段。

生、储、盖的组合型式除在时间上（纵向上）的变化外，它们在空间分布上（横向上）也有明显的变化规律。在坳陷的中心，一般为生油区，可能发育有砂岩透镜体；向四周则递变为互层式、指状交叉式或侧变式的生、储、盖组合。其具体的型式取决于盆地的构造运动、古地貌和沉积条件。例如，坳陷中心为前三角洲泥，向岸方向递变为三角洲前缘→三角洲平原和河流环境。在三角洲前缘常可见指状交叉的砂、泥岩层，而在三角洲平原的分流河道，则以砂质岩为主。

我国渤海湾盆地黄骅坳陷中的三角洲沉积的生、储、盖组合相当典型。完整的三角洲层序主要见于建设型三角洲环境，下部为前三角洲泥，其上部为较粗的具斜层理、波状层理的砂，上部为泥沼三角洲平原所覆盖。平面上由湖盆中心向边缘依次分布着前三角洲相、三角洲前缘相和分支平原相。如下第三系东营组第三段在坳陷北部塘沽—长芦—板桥地区为泛滥平原—三角洲平原相；板桥南部—白水头—唐家河一带为三角洲前缘相；马棚口以南以东地区为前三角洲泥相。破坏型三角洲沉积的各种砂体均位于暗色泥岩之中，有更好的生、储、

盖组合条件。在两种类型三角洲交互重叠的地区，形成多种生、储、盖组合。这些生、储、盖组合的型式以侧变式和交互式为主要型式。生油层连续厚度均较小，一般为 100 米左右。生油岩初次运移排油条件好。

松辽盆地在其发展过程中，快速沉降时期的深湖相形成有利的生油层，缓慢沉降时期的湖滨过渡相形成主要的储集层。在盆地发展过程中，从泛滥平原相或三角洲分流平原相向深湖—较深湖相急过渡以后（即从泉头组四段向青山口组一段、姚家组二、三段向嫩江组一段）的快速沉降时期，盆地中部的沉降速度大于沉积补偿速度，沉积了黑色泥岩和油页岩。这个时期的特点是开始时相序不连续，往往是从陆上沉积经过几米暂短过渡期即迅速变为深湖—较深湖相，在沉积上虽然没有明显的剥蚀缺失，而在纵向的相序上却缺少中间类型的滨湖—浅湖相沉积。湖面广阔，边缘带窄，湖生生物发育，且有机物质在沉积后能在还原条件下被掩埋和保存。这个时期是有利生油层沉积的主要时期，如白垩系青山口组第一段，如图 3-6-8 所示。从平面图上看，由深湖相到周围的相序变化仍然是连续过渡的，凹陷周围地区沉降与沉积补偿渐趋平衡，沉积了储集层。

快速沉降期以后，沉降速度减缓，但碎屑物质供应充足，沉积补偿速度接近或大于沉降速度，沉积了大量的砂质岩。湖盆逐渐淤填，湖区面积明显缩小。从深湖——较深湖相向上，相序连续过渡，通常依次过渡为滨湖—浅湖相或三角洲前缘相、三角洲分流平原相和泛滥平原相。这个时期边缘带的范围明显增大，并出现大面积的泛滥平原相区，是盆地内主要储集层的形成时期。如青山口组二、三段至姚家组、嫩江组三、四段和泉头组四段等储集层都是这个时期沉积的。当然，在这个时期，从平面上看，拗陷中心沉降较快的部位，还是可以形成小范围的生油层小面积的生油区。

在上述盆地沉积发展历史中，松辽盆地的白垩系地层形成了多套连续沉积的生、储、盖组合。它们以互层式和侧变式为主，生油层与储集层接触密切，输导条件好，生油层中生成的油气，通过初次运移从生油层进入储集层的数量较多，形成了储量丰富的大油气田。

二、被不整合面所分隔的生、储、盖组合

被不整合面所分隔的生、储、盖组合，其根本的特点是构成组合的三者之间有地层不整合而存在。地层不整合面既可以是沟通不同时代、互不相邻的生油层和储集层，成为二者之间油气运移的通道，又可成为储集层上倾方向的遮挡条件。有时还可"一身两用"，同时兼有两种作用。地层不整合面可以使构成生、储、盖组合的三者，不是连续沉积的；可以是不同时代，甚至是相隔很长的地质时代；也可以是在横向上相距较远。这样，就使得形成生、储、盖组合的范围，在时间上、空间上都扩大了。我国各含油气盆地中的潜山油气藏，它们的生、储、盖组合型式都是属于这种被不整合面所分隔的生、储、盖组合。渤海湾地区冀中拗陷任丘油田的生、储、盖组合可以作为代表。任丘油田的主要生油层为下第三系沙河街组泥岩，主要生油区是位于其周围的饶阳凹陷。主要储集层是中—上元古界雾迷山组白云岩、寒武系、奥陶系石灰岩，主要盖层为下第三系沙河街组泥岩，如图 3-6-9 所示。

显然，中—上元古界和下古生界的地层与第三系地层之间相隔漫长的地质年代，它们能组成一套生、储、盖组合，完全是由于地层不整合面沟通作用的结果。其它地区潜山油气田的生、储、盖组合情况也基本如此。

总之，要形成储量丰富的油气藏，必须有生油层、储集层、盖层的良好组合配套条件，我们目前所发现的油气藏毫无例外的都是如此。同样在油气勘探工作中，也遇有生油层发育很厚、生油条件很好的凹陷中，但由于缺乏良好的储集层条件，因而未能形成丰富的油气藏

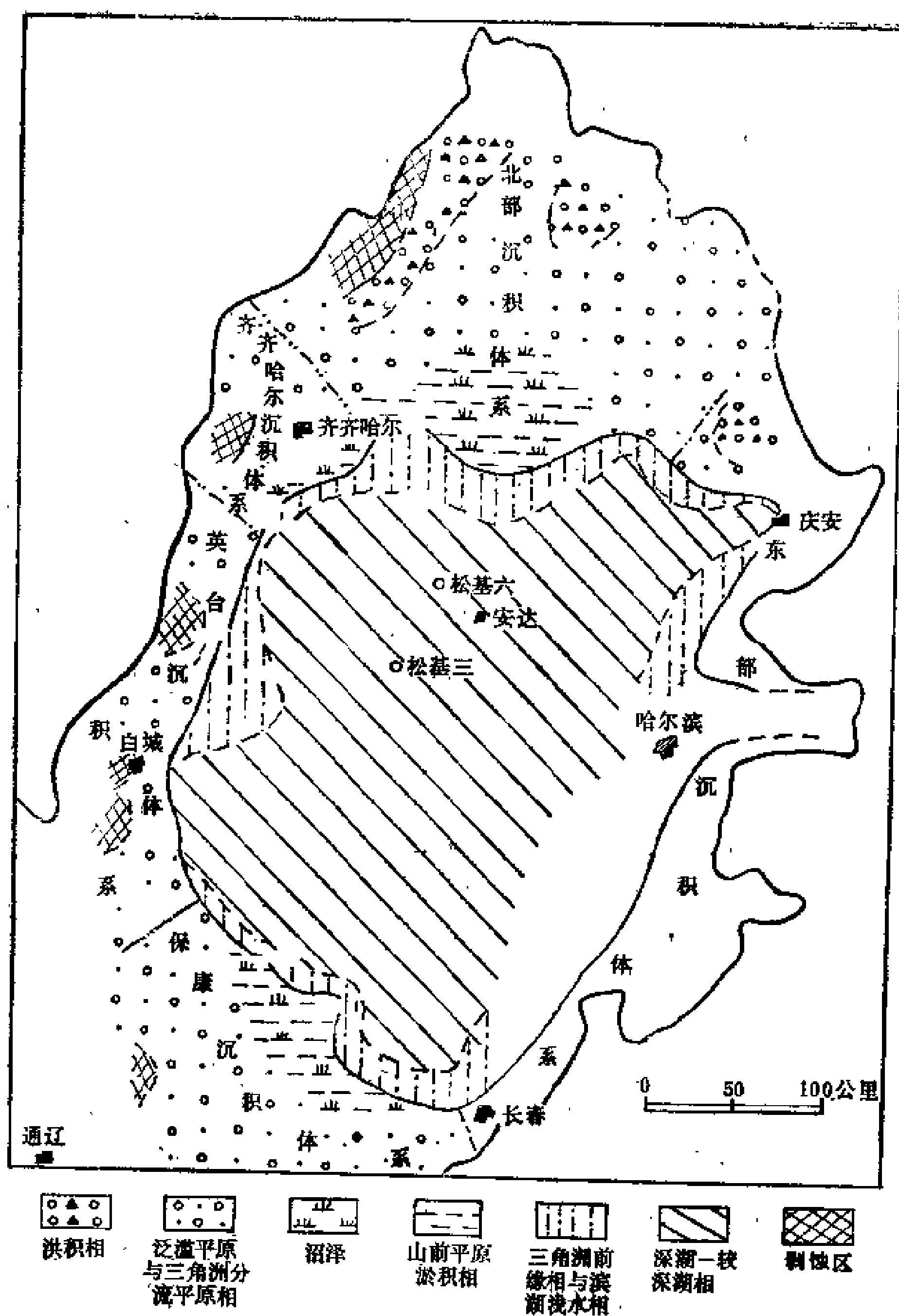


图3-6-8 松辽盆地下白垩统青山口组第一段沉积时期沉积体系与相带分布图(据大庆油田)

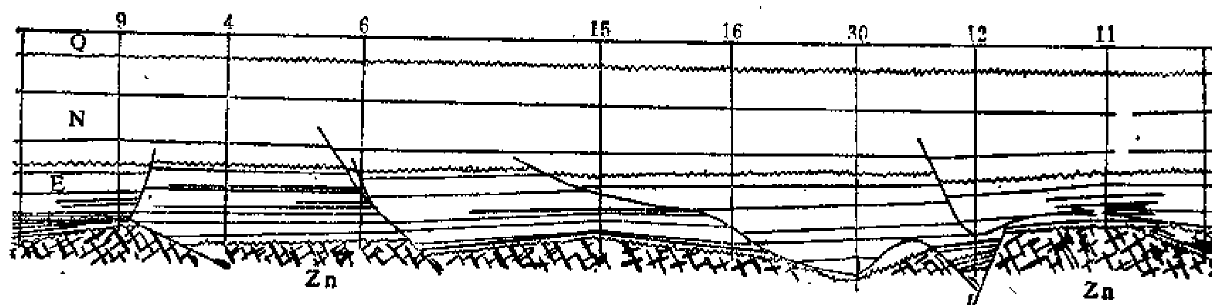


图3-6-9 冀中坳陷任丘潜山油田横剖面图(据华北油田)

如柴达木盆地油泉子油田等。也有的地区，储集层条件很好，由于缺乏很好的生油条件，同样不能形成丰富的油气藏。如黄骅拗陷的沧东凹陷，下第三系孔店组上部为厚约500米的泥岩生油层；歧口凹陷周清庄地区，下第三系沙河街组一段至东营组二段为厚约700米的暗色泥岩生油层。但是，这两个地区都由于缺少良好的储集层条件，而未能形成储量丰富的油气藏。这种例子在油气勘探工作中常常见到，因此，必须重视有利的生、储、盖组合对油气藏形成的重要作用。

第三节　有效的圈闭

圈闭是由储集层、盖层和遮挡物所组成，它具备聚集油气的能力，是形成油气藏的必要条件。但是，油气田勘探的实践证明，在具有油气来源的前提下，并非所有的圈闭都能聚集有油气，而是有的圈闭聚集油气，有的圈闭只含水，属于所谓“空圈闭”，这表明它实际上对油气聚集而言是无效的。由此可见，由于各个圈闭所处地质环境的差异，所经历的地质历史不同，它们聚集油气的有效性也不同。圈闭的有效性就是指在具有油气来源的前提下，研究圈闭聚集油气的实际能力。有许多因素可以直接影响圈闭的有效性，它们使圈闭聚集油气的实际能力表现为不同的情况。有的圈闭只对聚集天然气有效，而对聚集石油无效，形成纯气藏；有的圈闭对聚集油气都有效，形成油气藏；也有的圈闭对聚集油气都无效，只是含水，形成“空圈闭”。影响圈闭有效性的主要因素有如下几个方面。

一、圈闭形成时间与油气运移时间的相应关系

石油和天然气是在圈闭形成以后才能在其中聚集起来。如果在一个沉积盆地内，有的圈闭是在最后一次区域性油气运移以后形成的，它形成时，油气早已运移过去，这种圈闭显然对油气聚集是无效的。只有那些在油气区域性运移以前或同时形成的圈闭，对油气的聚集才是有效的。

油气区域性运移的时间，可以通过如下几方面的研究工作去了解。

1.油气的初次运移是与生油岩的成熟温度、压实和紧结成岩作用紧密连系在一起的。而这三者又与生油岩埋藏深度有直接关系。从目前我国各含油气盆生油层门限温度值的数值来看，各盆地不同时代生油层的门限深度差别较大。如渤海湾盆地下第三系生油层成油门限深度值一般为1500米左右（温度66.8℃）；石油大量生成的深度范围是2700～3200米（温度>108.8℃）。松辽盆地下白垩统生油层成油门限深度值一般为1050～1500米（温度在51～67℃）。从理论上讲，生油岩的生油高峰与主要排油期常常是一致的，生油岩的压实作用与油气初次运移的主要时期常是一致的。在生油岩排油高峰（主要初次运移时期）以前或同时形成的圈闭，对油气聚集是最有效的。

2.岩石的后期变化，如胶结作用，重结晶作用、后生白云岩化作用等发生的时间，控制次生孔隙的形成时间，直接影响运移通道和储集空间的形成与破坏。

3.区域断裂形成的时间，与早期油气二次运移的通道有密切关系。

4.沉积盆地内，决定地质构造现状的最后一期构造运动，控制了最后一次区域性油气运移的时期。

以上四个方面，都是与油气运移有直接关系的重要因素，也是在研究圈闭形成时间与油气运移时期的相应关系时，必须综合考虑的重要问题。

从一个沉积盆地的地质发展历史来看，在生油岩发生压实、紧结过程中，油气发生初次

运移时，除可向邻近储集层作垂向和侧向运移外，还可在生油层内部的岩性、地层圈闭中聚集起来（如砂岩透镜体圈闭等），形成油气藏。这些圈闭和油气藏对该生油层来讲，是最早的圈闭和油气藏。在生油岩成岩以后，地壳运动还可以造成许多受背斜、断层及地层不整合等因素控制的圈闭。并且，岩石的后期变化、区域断裂的形成，都可造成发育良好的次生孔隙带和裂隙带，为油气运移提供通道和储集空间，只要遇到合适的圈闭条件，油气即可聚集形成油气藏。这个阶段常常是盆地内最重要的区域性油气运移时间，也是形成油气藏的关键时期。但是，假若盆地经过若干次构造运动，则决定盆地内地质构造现状的最后一次构造运动，就显得非常重要，它控制了最后一次区域性油气运移时间。这最后一次构造运动，因地质环境不同，可能产生两种结果。其一是它可能使盆地原有构造面貌，继承性发展，使原有的多数圈闭雏形进一步发育定形，这些形成时间早，继承性强的圈闭，对油气聚集最有利；而在这次构造运动中新形成的圈闭，由于油气多已聚集在早期圈闭中，这些新圈闭常常成为"空"的，对油气聚集无效，所以研究构造发展史是非常重要的。另一种情况是这次地壳运动比较强烈，可能改变盆地原来的构造面貌，破坏了早期圈闭，打破原来油气聚集的平衡状态，促使油气再次发生区域性运移，油气在全盆地内重新分布。这样，在这次运动中形成的新圈闭，假如由于隆起幅度高，封闭条件好，就更有利于油气聚集，成为有效的圈闭；而原有的早期圈闭，如果遭到破坏，油气逸散，就成为对油气聚集无效的圈闭了。也有时这两种情况同时出现在同一个沉积盆地中，使圈闭的发展历史复杂化，这就需要更进一步深入分析圈闭形成时间与区域性油气运移时间的相应关系，对圈闭的有效性才能作出正确的结论。

例如，我国酒泉西部盆地，老君庙和青草湾两背斜都位于南部构造带，其第三系地层中具有相似的背斜圈闭。钻探结果是：老君庙背斜具有丰富的油气藏，而青草湾背斜则未发现油气聚集。在对比了两个背斜构造的地质发展历史后，发现除与岩性变化有关外，背斜圈闭形成时间与区域性油气运移时间的对应关系，是一个极其重要的原因。酒泉盆地最后一次区域性油气运移时间是上新世，此时老君庙背斜已经形成，油气聚集其中，形成丰富的油气藏；而青草湾背斜圈闭，是在上新世末期才形成，这时区域性油气运移已结束，缺乏油气来源，而且其海拔高度又低于老君庙背斜，油气不能从老君庙背斜再重新运移至青草湾背斜。因此，青草湾背斜圈闭对油气聚集是无效的，没有形成油气藏。

又如我国渤海湾盆地济阳拗陷内，则可见到另一种情况，该拗陷内发育有第三系四套生、储、盖组合，坨庄—胜利村构造与东营—辛镇构造是两个毗邻的背斜，但是，其构造发育历史不同，经历两个阶段。第一阶段是断新统沙河街组沉积时，东-辛地区为一古隆起，坨-胜地区开始为凹陷，接受了较厚的沙河街组中下部沉积，至沙河街组第二段末才开始隆起；第二阶段是沙河街组沉积以后(主要为东营组时期)，盆地内构造运动以断块活动为主要型式，东-辛构造轴部形成被断层严重破坏的地堑；坨-胜构造则发育定型，以后继续隆起成比较完整的现状。盆地内上述两个构造发育阶段，伴随两次区域性的油气运移，东-辛构造圈闭形成较早，但后期遭到断层严重破坏；坨-胜构造圈闭虽然形成较晚，但隆起幅度较高，比较完整。东营组时期又是盆地内最重要的区域性油气运移时期，油气的重新分布，使坨-胜构造为储量产量都丰富的大油田，而东-辛构造则大为逊色。

其它含油气盆地和油气田的构造发展史的研究，也都说明研究圈闭形成时间与区域性油气运移时间的相应关系，对评价圈闭的有效性是非常重要的。

二、圈闭所在位置与油源区的相应关系

在一个沉积盆地中，次级凹陷的发育和分布，控制着油源区的分布。一般在长期发育的

沉降中心与沉积中心相吻合的凹陷中，是盆地内最有利的生油区。油气生成后，首先运移至油源区内及其附近的圈闭中，聚集起来形成油气藏。多余的油气，则依次向较远的圈闭中运移聚集。如果油源有限，不能满足盆地内所有圈闭的总有效容积时，则距油源区远的圈闭常常是“空”的，实际上成为无效的圈闭。所以，在一般情况下，圈闭所在位置距油源区愈近，愈有利于油气聚集，圈闭的有效性愈高。

根据圈闭所在位置与油源区的相应关系研究圈闭的有效性时，需要注意两个重要因素。其一是油源是否充足，即油源区所供给的油气数量能否满足盆地内所有圈闭总有效容积的需要。假如油气供给源源不断，非常丰富，能够充满盆地内所有圈闭，则圈闭所在位置距油源区的远近，就没有更重要的意义；在区域性油气运移时存在的圈闭全部都能聚集油气，即所有的圈闭都是有效的。如果油气来源有限，则圈闭所在位置与油源区的相应关系，就显得非常重要，距油源区愈近愈好。另一个要注意的因素是储集层的岩性变化和受断裂分割程度如何。如果储集层的岩性变化大，物性不稳定，孔隙连通性差，乃至有的相互隔绝，再加上封闭性断层发育，将同一储集层分割成若干互不连通的断块。此时，即使油源充足，油气也很难进行较长距离的区域性运移，油气只能在生油区内及其附近的圈闭中聚集。在这种情况下，离生油区较远的圈闭就很难聚集油气，常常是“空”的，这些圈闭的有效性当然也就很差了。相反，若储集层岩性变化小，连通性好，则在油气供给充足的情况下，圈闭所在位置与油源区的相应关系，就显得无足轻重了。

鉴于上述原因，在油气勘探实践中，要加强对储集层的物性和断裂性质的深入研究。一般在陆相地层发育的沉积盆地中，岩石性质变化较大，储集层在纵向、横向上都不太稳定，油气运移距离有限。因此，在生油区内及其附近的圈闭是最有利的，常可发现丰富的油气藏；而远离生油区的圈闭，则往往是无效的。例如我国松辽盆地中央拗陷是深湖相下白垩统的主要生油区，油源很丰富，大庆长垣恰位于深凹陷生油区内，油气生成后，就近聚集其中，形成特大油气田。而远离生油区的若干个圈闭，其含油气情况则大为逊色。如前所述，我国其它含油气盆地如渤海湾盆地的济阳拗陷、黄骅拗陷、辽河拗陷、冀中拗陷以及江汉盆地等，其圈闭含油气丰富程度，都与其距生油区的远近有明显的关系。这表明在陆相沉积盆地内，圈闭所在位置与油源区的相应关系，对圈闭的有效性有明显的影响。

在海相地层发育的沉积盆地中，一般储集层岩性常较稳定，连通性比较好，油气可能较长距离的运移。因此，圈闭所在位置与生油区的相应关系，可能不像陆相地层发育的沉积盆地那样重要。

应该指出，在沉积盆地的发展历史中，不同的地质时期，盆地的沉积中心和沉降中心常会发生变化，因而各时代油源区的位置相应地发生迁移。这使研究圈闭所在位置与油源区的相应关系变得更加复杂，不同时代有效圈闭的位置，随油源区的转移而变化。这就要求对不同时代的地层作具体的分析研究，才能得出符合实际情况的认识。

三、水压梯度和流体性质对圈闭有效性的影响

在水动力条件下，水压面是倾斜的，在水压梯度的作用下，储集层中所含的地层水，沿水压面倾斜的方向，从供水区流向泄水区，圈闭内的油水（或气水）界面也顺水流方向倾斜，其倾角的大小决定于水压梯度和流体的密度差，如图 3-6-10 所示。

对油藏而言，油水界面倾角可由下式求出：

$$\tan\gamma_o = \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_o} \cdot \tan\beta = \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_o} \cdot i \qquad (3-C-1)$$

式中　ρ_w,ρ_o——水、油的密度；

　　　i——水压梯度。

对气藏而言，气水界面倾角则由下式求出：

$$\tan\gamma_g=\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_g}\cdot i \qquad (3-6-2)$$

式中　ρ_g——天然气的密度。

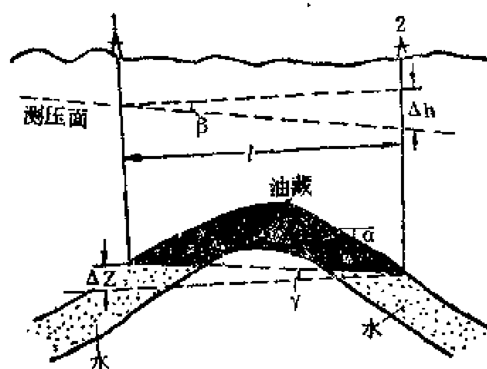


图3-6-10　水压梯度与圈闭有效性的关系
1—1、2号井间的距离；Δh—1，2号井间的水压面高差；ΔZ—1，2号井间油水界面高差；α—储集层向水流方向一翼的倾角；β—水压面的倾角；γ—油水界面的倾角

从上两式中可看出，在水压梯度和流体密度差的作用下，圈闭对油聚集的有效性与对气聚集的有效性是不同的。设水压梯度不变，则流体密度直接影响圈闭的有效性。设油、气、水的密度分别为 $\rho_g=0.001$；$\rho_o=0.8$；$\rho_w=1$。则根据上述两式计算结果，$\tan\gamma_g\doteq i$；$\tan\gamma_o=5i$。即在水压梯度相同的条件下，由于天然气比石油的密度小，油水界面的倾角相当于气水界面倾角的5倍。换言之，在相同的水动力条件下，对同一圈闭而言，气水界面倾角可能小于圈闭水流方向一翼的岩层倾角（$\gamma_g<\alpha$），天然气能聚集成气藏，该圈闭对气体的聚集就是有效的。而油水界面的倾角则可能等于或大于圈闭水流方向一翼的岩层倾角（$\gamma_o\geqslant\alpha$），石油就会被水冲走，结果该圈闭被水充满，对石油聚集无效，油藏完全被破坏。

另一方面，由于各地区的地质构造面貌是千变万化的，导致水压梯度也变化甚大。我们可以根据公式来计算水压梯度对圈闭有效性的影响。假设流体的密度分别为 $\rho_g=0.001$，$\rho_o=0.8$，$\rho_w=1$。则可求出在不同水压梯度下，圈闭聚集油气所要求的岩层倾角的最小值，如表3-6-1所示。

表3-6-1　圈闭中聚集油气要求的岩层倾角最小值

水压梯度	岩层倾角最小值	
	天然气	石油
0.0001	0°00′18″	0°01′30″
0.001	0°03′	0°15′
0.01	0°30′	2°30′
0.1	6°	30°

由表中可以看出，在同一水压梯度下，圈闭中聚集石油和天然气所要求的岩层倾角最小值差别是很大的。对气体聚集面言，气水界面倾角 γ_g 常常是很小的，所要求的岩层倾角也就很小，即在自然界常见的水压梯度作用下，几乎任何圈闭对天然气的聚集都是有效的。而对石油聚集面言，条件要求就较高，如在水压梯度为0.005～0.01时，则在岩层倾角小于1°的平缓圈闭中，石油就会被水冲走而难以聚集。所以，从水动力学观点来看，同一圈闭往往对天然气聚集可能有效，而对石油聚集则可能无效。

我国酒泉西部盆地单北油田下第三系的“悬卦式”油藏是水动力与浮力平衡情况下形成的一种特殊类型的圈闭。

在自然界有许多因素会破坏圈闭的有效性，如断裂活动、剥蚀作用、强烈的水动力冲刷

以及生物、化学等作用，都可以破坏圈闭对油气聚集的有效性。总之，影响圈闭有效性的因素很多，在油气勘探的实践中，我们必须结合盆地的沉积发育史和构造发展史，具体分析各个圈闭的形成时间，空间位置、有效容积、水压梯度和流体性质，才能对圈闭的有效性作出正确判断，对各个圈闭进行比较评价，找出最有利于油气聚集的圈闭。

第四节 必要的保存条件

在地质历史中已经形成的油气藏，是否能在今天还完整的存在，这决定于在油气藏形成以后的漫长地质历史中，油气藏是否遭到各种因素的破坏，以及破坏的程度如何。因此，必要的保存条件，是油气藏存在的重要前提。也只有今天还保存着的油气藏，对人类才有实用意义。研究油气藏的保存条件正是从破坏油气藏的一些因素着手，归纳起来可以包括以下几个主要方面。

一、地壳运动对油气藏保存条件的影响

地壳运动可以导致油气藏保存条件的完全破坏。如地壳运动破坏了圈闭条件，储集层遭到剥蚀风化，油气全部流失，造成大规模的地面油气显示，破坏了原有的油气藏。在油气藏形成以后，由于频繁剧烈的地壳运动，可以造成油气藏遭到破坏的后果，这种实例在我国各地区都可见到。如柴达木盆地的油砂山就是由于地壳运动使原有的油气藏遭严重破坏，第三系储油层出露地表，遭到剥蚀风化。华北燕山地区东部平泉县双洞背斜中一上元古界地层中广泛分布有地面油苗，据分析，双洞背斜的破坏是燕山运动和喜马拉雅运动的结果，使储集层出露地表，遭剥蚀风化，造成油气藏的破坏。又如酒泉西部盆地的石油沟油田，其第三系白杨河组的油气藏，由于经受了喜马拉雅造山运动的强烈影响，使油气藏遭到严重破坏，大量原油流失地面，如图 3-6-11 所示。

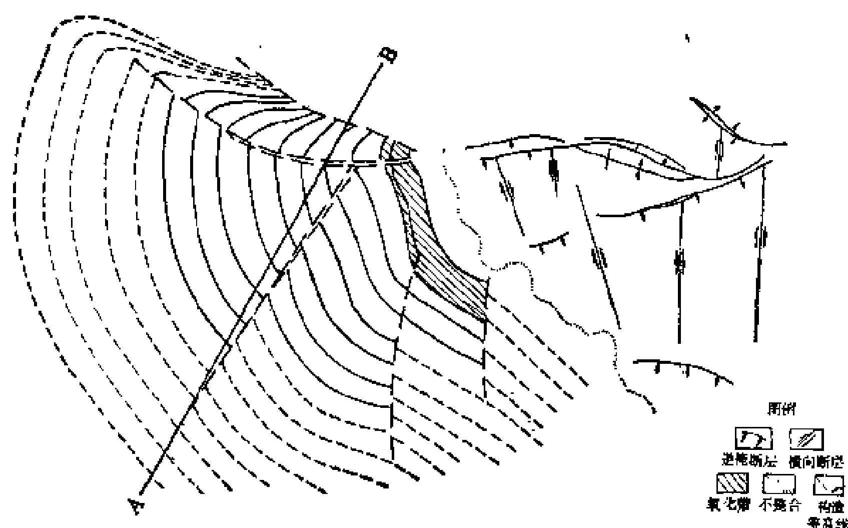


图3-6-11 酒泉西部盆地石油沟油田构造图(据玉门石油管理局)

地壳运动产生一系列的断层，随着断层的产生，圈闭的完整性必然遭到破坏，假如断层是开启性的，则必然导致油气沿断层大量流失，油气藏破坏。如果断层的发展历史，前期是开启性的，后期是封闭性的，则前期造成通道，油气散失；而后期形成遮挡，重新聚集油气，形成次生油气藏或残余油气藏。我国柴达木盆地冷湖四、五号油田就是属于这种情况，如

图3-6-12所示。

主干断层的分布，明显的控制了地蜡、油苗和浅油藏的分布。中、新生代的强烈构造运动，产生大量断层，破坏了原有油气藏的完整性，使油气藏遭到较严重的破坏，同时也造成一些次生油藏的再形成。

我国渤海湾含油气盆地中的一些油气田的情况也是如此。例如东营凹陷中，最主要的地壳运动是渐新世东营组末期的"华北运动"，它以块断活动为主要特征，产生了大量断层，如图3-6-13所示。

这些大量的断层破坏了原有圈闭及油气藏的完整性，使油气重新分布，与此同时，也造成了新的圈闭及次生油气藏的形成。

此外，地壳运动也可以使原有油气藏圈闭溢出点抬高，甚至使地层的倾斜方向发生改变，其结果都会造成原有油气藏及其圈闭完整性的破坏，油气重新分配，或油气藏的再形成。

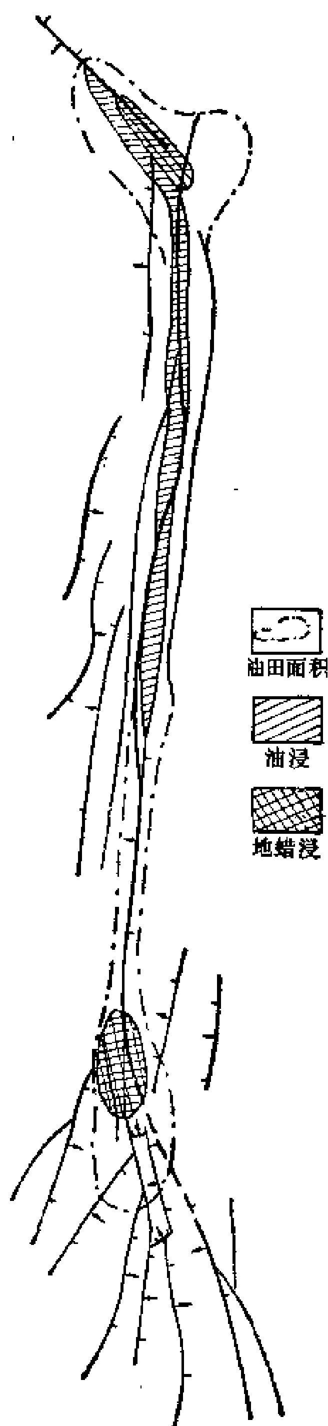


图3-6-12 青海柴达木盆地冷湖四、五号构造的油苗、浅油藏与主干断裂的关系图（据青海石油管理局）

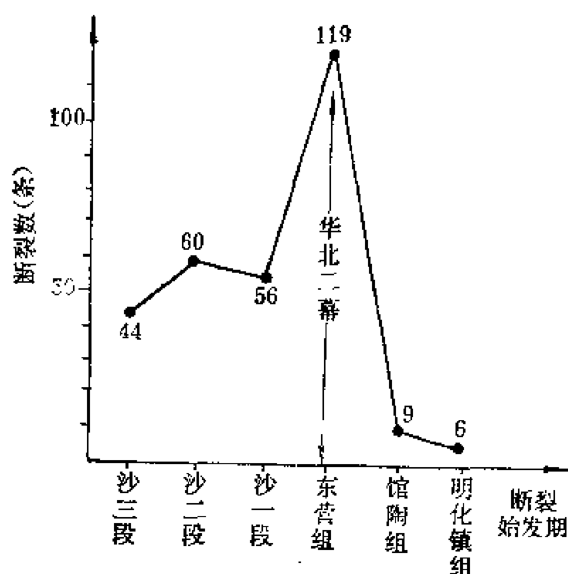


图3-6-13 渤海湾盆地东营凹陷第三纪各时期断裂活动图（据胜利油田）

因此，当研究油气藏的保存条件时，首先要研究含油气盆地及含油气区的地壳运动发展历史，分析该地区地壳运动的主要时期及其与油气聚集的关系。一般情况，从有利于油气藏保存的观点看，地壳运动不剧烈的地区更为有利，当然这也不是绝对的。

二、岩浆活动对油气藏保存条件的影响

一般的概念是岩浆岩的活动对油气藏的保存是不利的，因为高温的岩浆侵入油气藏，会把油气烧掉，会把圈闭破坏，最终导致油气藏的破坏。我国油气田勘探实践说明这个概念是

不全面的。因为岩浆的影响范围还是有限的，同时，岩浆的破坏作用只产生在其活动的当时，当其冷凝之后，不仅失去了破坏作用，而且在其它有利条件配合下，它本身也可成为良好的储集层或遮挡条件。

我国渤海湾盆地辽河断陷火山岩的分布是很普遍的，喷发的时期也很多。下第三系沙河街组一、二、三、四段，东营组一、二、三段，和上第三系的馆陶组都夹有火山岩。沙河街组下部（沙三、四段）为中基性岩，以中性为主，还有少量碱性岩（粗面岩）。沙河街组中上部（沙一、二段）也为中基性岩，但以基性为主。东营组和馆陶组岩浆成分和岩石类型趋于单一，以基性岩为主。断陷内约有 40%的井都遇到了不同时代的火山岩。火山岩的纵向和平面分布表明，在断陷形成初期，火山岩的喷发通道是大型的断陷边界张性断层。至断陷进入比较稳定的沉积时期，火山活动强度减弱。进入断陷以上升为主的东营组沉积时期，火山活动又有增强的现象，这时以构造顶部的张性断裂为主要的通道。因此，火山岩主要是沿大断层成北东向分布，其次分布于构造的顶部，如图 3-6-14 所示。

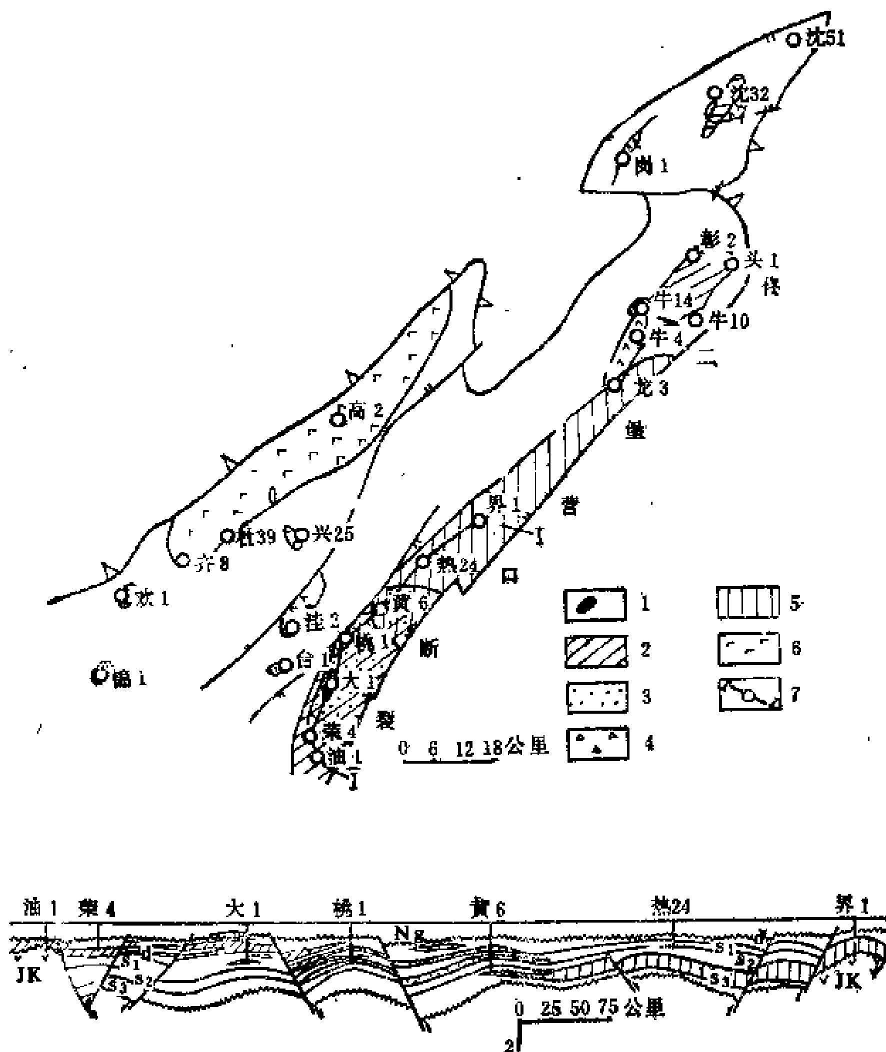


图3-6-14 辽河断陷新生代火山岩分布图
（据辽河石油勘探局）
1—馆陶期(Ng)；2—东营期(d)；3—沙一期(S_1)；4—沙二期(S_2)；5—沙三期(S_3)；6—沙四期(S_4)；7—剖面位置

虽然有这样广泛的火山岩分布，但是，辽河断陷仍是一个含油气丰富的地区。这是因为岩浆活动的时期与油气藏形成时期配合较好，即岩浆活动早于油气藏形成时间，因此，并未破

坏油气藏。

又如济阳坳陷，在始新世末期，岩浆活动也比较活跃，沿主断裂产生了中基性岩浆喷发活动，在滨南平方王地区见到玄武岩和安山岩，厚0.5～6米；在义和庄南部地区见到玄武岩及安山玄武岩，厚度6～65米；潍北凹陷见到玄武岩，厚度5米至大于117米。但是，济阳坳陷的含油气丰富程度并未受到严重破坏。

综上所述，可以看出，在研究岩浆活动对油气藏保存条件的影响时，必须深入细致地研究岩浆活动的时期、方式、范围，以及它们与油气藏形成时间和位置之间的关系。决不可脱离空间或时间条件，孤立的判断岩浆活动的破坏作用。

三、水动力对油气藏保存条件的影响

水动力环境对油气藏的保存条件有重要影响。活跃的水动力环境可以把油气从圈闭中冲走，导致油气藏的破坏。因此，一个相对稳定的水动力环境，是油气藏保存的重要条件之一。

我国渤海湾盆地潜山油气藏的保存条件与水动力环境有极密切的关系，油气藏主要分布在水动力环境相对稳定的地区。第三纪以前的时期，渤海湾地区的中—上元古界及下古生界碳酸盐岩的剥蚀面，广泛的接受大气降水的淋滤。早第三纪以来，在本区的坳陷部分开始重新接受沉积，结束淋滤阶段。但是，在高隆起地区，该淋滤阶段直至馆陶组沉积之前，甚至明化镇组沉积之前才结束，而与老山相连接的地区，至今仍处于淋滤阶段或淋滤强烈影响的状况。因此，早期结束淋滤阶段，在早第三纪沉积坳陷中的潜山分布区，水动力相对稳定；与现代补给区相邻接的地区，水动力一般很活跃。而介于上述二者之间的过渡地带（包括早第三纪坳陷的边缘部分地区和仅有上第三系地层覆盖的地区），则存在着沉积水和淋滤水相交替的复杂过程。

水动力环境相对稳定的地区一般包括从早第三纪早期至现代，始终处于沉积坳陷中，远离古代和现代的补给区，是完全摆脱淋滤水影响的沉积水分布区。由于与沉积坳陷相一致，它处于油源的包围之中，因此是含油有利的地区，但它往往埋藏过深。因此，更有利的地区是水动力环境相对稳定区的外缘部分。渤海湾盆地的主要聚油期是第三系东营组的时期，此时太行山、燕山、鲁西沂蒙山区以及牛驼镇凸起、沧县隆起、埕宁隆起、海中隆起等仍处于淋滤阶段；同时，由于淋滤水在古风化壳中的运动方向与下第三纪沉积水的运动方向相反，在两个运动方向相反的水流之间，存在一个压力平衡带，在该带中，水动力环境稳定性好，具有良好的保存条件，是油气藏形成和分布的有利地区。如任丘油田就是处于这种保存条件有利的水动力环境稳定区的边缘。

相反，在水动力环境活跃区，油气藏的保存条件就差，油气被水冲走，油气藏遭到破坏。在该区其外侧与古代的和现代的补给区相连，水流活跃，水质淡化。渤海湾盆地一些坳陷的边缘山区或凸起区属水动力环境活跃区，对油气藏保存不利，含油气远景也差。

我国其它含油气盆地的水动力环境的分析，也具有上述特点，即含油气有利地区是水动力条件相对稳定的地区。

当然，影响油气藏保存条件的因素还有很多，如热变质作用、生物化学作用等，都会直接影响油气藏的保存。在分析一个地区的含油气远景及油气藏形成条件时，必须充分考虑它的保存条件，而且要把各种因素进行综合分析，全面评价，才能作出正确的判断。

综上所述，可以看出：尽管油气藏形成问题是一个复杂的问题，它所需要的条件是多方面的，但是，最基本的条件则是充足的油气来源，有利的生、储、盖组合，有效的圈闭以及必要的保存条件等四个方面，只有具备了这四个条件，油气藏才能够形成并且保存至现代。

第七章　油气藏的分类及中国油气藏的主要类型

第一节　油气藏分类的基本原则

目前世界上已经发现的油气藏数量众多，可以万计；类型各异，各式各样。为了更好地总结油气藏形成的基本条件，认识各种类型油气藏形成的特点，为更有效地勘探油气资源服务，很有必要对已发现的油气藏进行分类，使我们既有对油气藏形成的一般规律性的认识，又可掌握不同类型油气藏的特点；同时，也可以进一步补充、丰富油气藏形成的基本理论。为此，多年来，各国石油地质学家作了大量油气藏分类的研究工作，提出了很多关于油气藏分类的方案。其中比较著名的有苏联石油地质学家И.О.布罗德以油气藏形态为依据的分类；苏联另一位石油地质学家M.Ф.米尔钦科提出的以圈闭成因为主、以油气藏形态为辅的分类方案；美国石油地质学家A.I.莱复生根据圈闭成因提出的分类方案；以及其他石油地质学家根据圈闭形态、遮挡类型、储集层类型、储量及产量的大小、油气水性质等因素所提出的油气藏分类方案。近些年来，我国一些石油地质学家对我国各含油气区的油气藏也曾提出一些具体的分类方案和油气藏名称。对于国内外这些关于油气藏分类的详细内容，这里不再赘述。但是，必须指出：这些分类方案各有特点，但是过于繁琐，难于鉴别，应用起来很不方便，甚至易引起混乱。

我们认为，油气藏分类的主要依据，应该是圈闭的成因。圈闭是决定油气藏形成的基本条件；在不同的构造、地层条件下，圈闭的成因不同，油气藏的特点不同，油气藏的类型也就当然不同。因此，只有根据圈闭成因对油气藏进行分类，才能够充分反映各种不同类型油气藏的形成条件，充分反映各种类型油气藏之间的区别和连系。科学地预测一个新地区可能出现的油气藏类型，对不同类型的油气藏采用不同的勘探方法和不同的勘探部署方案。

因此，划分油气藏类型时，必须遵循以下两条最基本的原则：

1.分类的科学性。即分类应能充分反映圈闭的成因，反映油气藏形成的基本条件，反映各种不同类型油气藏之间的区别和联系；

2.分类的实用性。即分类应能有效地指导油气藏的勘探和开发工作，并且比较简便实用。这就要求分类不能任意过细，过于繁琐，更不能随意命名，引起混乱，难于鉴别。而是要求分类必须有高度的、科学的概括性。

"圈闭"和"油气藏"是两个对油气藏分类起决定性作用的概念，是讨论油气藏分类时的共同基础。因此，在讨论油气藏的具体分类之前，必须阐明这两个重要概念的含意。

圈闭是指能够造成油气聚集，形成油气藏的场所。更确切地说，圈闭是由三部分组成的：(1)适合于储存油气的储集层；(2)盖层；(3)阻止油气继续运移，造成油气聚集，形成油气藏的遮挡物。它可以是盖层本身的弯曲变形，如背斜；也可以是另外的遮挡物，如断层或地层不整合等。图3-7-1是表示圈闭定义的示意简图。

油气藏是指油气在单一圈闭中的聚集。所谓"单一"的含义主要是指受单一要素所控制，在同一个面积内，具有统一的压力系统，统一的油气水边界。图3-7-2是表示油气藏概念的示意简图。

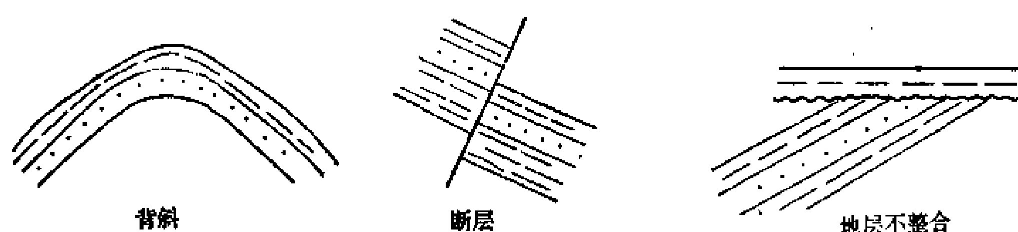


图3-7-1　圈闭概念的示意图

根据上述两条基本原则和关于圈闭及油气藏的概念，我们把油气藏分为构造油气藏及地层油气藏两大类。

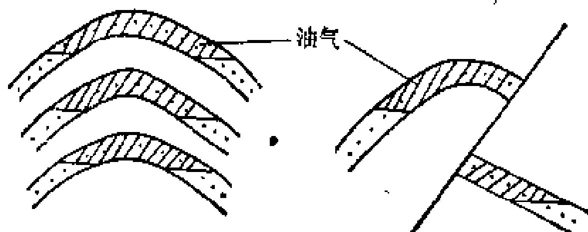


图3-7-2　油气藏概念示意图

所谓构造油气藏，是指由于地壳运动，使地层发生变形或变位而形成的圈闭，称构造圈闭。在构造圈闭中油气的聚集，称构造油气藏。构造运动可以形成各种各样的构造圈闭，因此，所形成的油气藏也就不同。据此，又可以分成背斜油气藏、断层油气藏、裂缝性油气藏以及刺穿接触油气藏等等。它们的共同特点是圈闭的成因由于构造运动的结果。

所谓地层油气藏是指油气在地层圈闭中的聚集。而地层圈闭是指因储集层岩性横向变化，或由于纵向沉积连续性中断而形成的圈闭条件。地层圈闭与构造圈闭的区别在于构造圈闭是由于地层变形或变位而形成；而地层圈闭则主要是由于沉积条件改变，储集层岩性岩相变化，或者是储集层上、下不整合接触的结果。如一个渗透性储集层横向渐变为不渗透性地层；或储集层遭受风化剥蚀后，又被不渗透性地层所覆盖，形成不整合接触等等。控制地层圈闭形成的决定性因素，是沉积条件的改变。

根据地层圈闭条件，由于具体形成的原因不同，地层油气藏可以进一步分为：原生砂岩体地层油气藏、地层不整合遮挡油气藏、地层不整合超覆油气藏以及生物礁块油气藏等等。

关于油气藏的具体分类、名称及其典型示意图，如表 3-7-1 所列。

从表3-7-1中可看出，将油气藏分成两大类，22 个亚类。需要说明的是对一些特殊的、很少见到的油气藏，如“冻结型”(Frozen-in)油气藏或称成岩圈闭(Daigenetic traps)及水动力圈闭形成的油气藏等，可分别归入地层油气藏及构造油气藏大类中。因为“冻结型”油气藏其圈闭的成因基本上是由于地层渗透性变化的结果，所以应属地层油气藏；而水动力圈闭形成的油气藏则必须有构造条件作为背景，否则，水动力就不能起作用，它们分布在背斜的一翼或单斜上，因此，应属构造油气藏大类中。

我们不主张另外再分出一种混合类型的油气藏。因为事实上很少有受单一因素控制的油气藏，绝大多数油气藏往往都是与构造、地层双重因素有关。但是其中必然有一种因素是起主导作用的，对构造因素起主要控制作用的，称构造油气藏；对地层因素起主要控制作用的，则归入地层油气藏大类。我们也不主张把岩性油气藏单独作为一种类型与地层油气藏并列；因为从圈闭成因上看，地层圈闭和岩性圈闭都是由于沉积条件变化的结果，即由于岩性横向变化或纵向沉积连续性中断而形成圈闭条件。所以，把二者统称为地层油气藏就更合适些。

表3-7-1　　油气藏分类表

大类	类	亚类	典型模式
构造油气藏	背斜油气藏	与褶皱作用有关的背斜油气藏	1.
		与基底活动有关的背斜油气藏	2.
		与地下柔性物质活动有关的背斜油气藏	3.
		与剥蚀突起有关的背斜油气藏	4.
		与同生断层有关的滚动背斜油气藏	5.
	断层油气藏	断层与鼻状构造相结合的油气藏	6.
		弯曲断层与单斜相结合的油气藏	7.
		交叉断层与单斜相结合的油气藏	8.
		两个弯曲断层两侧相交的油气藏	9.
		断层与单斜及岩性尖灭相结合的油气藏	10.

大类	类	亚类	典型模式
构造油气藏	裂缝性油气藏		11.
	岩体刺穿接触油气藏	泥火山刺穿接触油气藏	12.
		盐体刺穿接触油气藏	13.
		岩浆岩体刺穿接触油气藏	14.
地层油气藏	原生砂岩体地层油气藏	地层岩性尖灭油气藏	15.
		砂岩透镜体油气藏	16.
		低渗透层中高渗透带透镜体油气藏	17.
	地层不整合遮挡油气藏	潜伏剥蚀突起地层不整合遮挡油气藏	18.
		潜伏剥蚀构造地层不整合遮挡油气藏	19.
			20.

续表

大类	类	亚类	典型模式
地层油气藏	地层超覆不整合油气藏		21. A——A′
	生物礁块油气藏		22. A——A

图例：泥岩、砂岩、石灰岩、盐岩、岩浆岩、泥火山、断层、不整合、剖面线、等高线、油藏、受力方向

在实际应用当中，为了简单明瞭，对每种油气藏的称呼可以简称。如与褶皱作用有关的背斜油气藏，可以简称背斜油气藏。但是，在叙述中要进一步说明，它是与褶皱作用有关的。又如断层与鼻状构造相结合的油气藏，可简称断层油气藏。但是，在叙述中要进一步说明，它是由断层与鼻状构造相结合组成的。对其它类型油气藏的具体称呼，也都可按此原则处理，这样应用起来就比较简便了。

第二节 中国油气藏的主要类型

中国油气藏类型与中国的区域构造特征是紧密连系在一起的，特别是中、新生代以来的构造发育史和沉积发育史，对圈闭类型及油气藏类型的形成起了决定性的作用。

我国位于亚洲东部西伯利亚板块和印度板块之间，东临太平洋板块，这个大地构造位置直接控制了石油及天然气资源的分布。

在第一篇里根据中国大地构造演化历史，特别是中、新生代以来地壳构造格局的差异，曾将中国划分为西部聚敛区、东部扩张区、中部过渡区三种不同的构造区域，相应地划分出三个不同的含油气大区。

东部含大油气区：由于太平洋板块向西俯冲或中国大陆的仰冲，深部扩张作用明显，地壳减薄，地幔上拱，热力构造作用显著，张性构造发育，形成一系列北北东向或北东向隆起带和沉降带。这一地区断块裂陷作用强烈，形成一些裂谷型沉积盆地。这些盆地分割性强，大小悬殊，接受了厚薄不一的中、新生界陆相为主的沉积。另外，由于东部地区大部分具有陆块的结晶基底，其上接受了中—晚元古代、古生代海相沉积。因此，上元古界、古生界、中生界、新生界地层都具有油气聚集的条件。这一地区的油气聚集除受长垣、隆起的控制外，特别重要的控制因素是断层的作用。其圈闭和油气藏的类型也都反映了这方面的特点。

西部含油气大区：由于印度板块向北推挤，印巴次大陆与中国大陆碰撞，挤压聚敛作用明显，地壳增厚，形成一系列北西西或近东西向隆起带和沉降带。盆地类型以造山型盆地为



主，其圈闭和油气藏类型具有挤压褶皱区的特点。

中部含油气大区：介于东、西两大含油气区之间，印度板块向北推挤，使中部地区西缘形成挤压断褶带和沉降带。本区构造活动相对稳定，盆地类型为克拉通多旋回类型。这类盆地一般边缘褶皱较强，而盆地内部褶皱强度变弱，其圈闭和油气藏类型一般具有过渡区的特点。

我国目前已发现油气的藏数量已相当多，根据前节所述油气藏分类的基本原则，可以看到，我国油气藏的类型是很丰富的，也是多样的。本节将把中国油气藏的主要类型作概括的叙述。

一、构造油气藏大类

构造油气藏大类在我国目前石油和天然气的储量和产量中都居首位，是我国目前最重要的油气藏类型。特别是其中五种背斜油气藏和五种断层油气藏，它们数量最多，所占产量和储量的比例也最大。其中的裂缝性气藏是我国目前已发现气藏的主要类型，其储量和产量都居首位。

1.背斜油气藏。油气在背斜圈闭中的聚集，称背斜油气藏。根据背斜圈闭的成因及其特点的不同，以及油气藏形成条件和分布规律的区别，又可分为五种不同类型的背斜油气藏：即与褶皱作用有关的背斜油气藏、与基底活动有关的背斜油气藏、与地下柔性物质活动有关的背斜油气藏、与潜山及压实作用有关的背斜油气藏以及与生长断层有关的滚动背斜油气藏等。

（1）与褶皱作用有关的背斜油气藏：是指以侧压应力挤压作用为主的褶皱作用形成的背斜圈闭中的油气藏。其主要特点是背斜两翼倾角比较陡，常呈不对称状，闭合高度较大，闭合面积较小。由于地层变形比较剧烈，与背斜形成的同时，常伴有断裂。这种类型的背斜油气藏主要是分布在相对活动的西部含油气区。

我国西部酒泉盆地老君庙油田第三系“L”层油气藏即属这种类型，如图3-7-3所示。

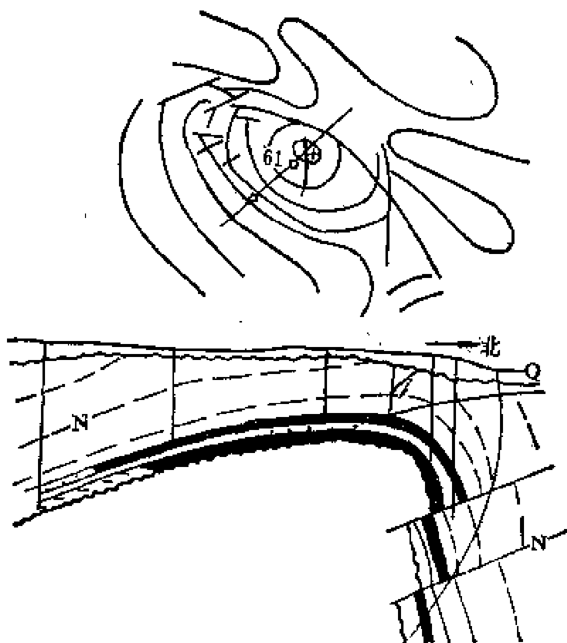


图3-7-3 酒泉盆地老君庙油田“L”层油气藏构造图及横剖面图（据玉门石油管理局）

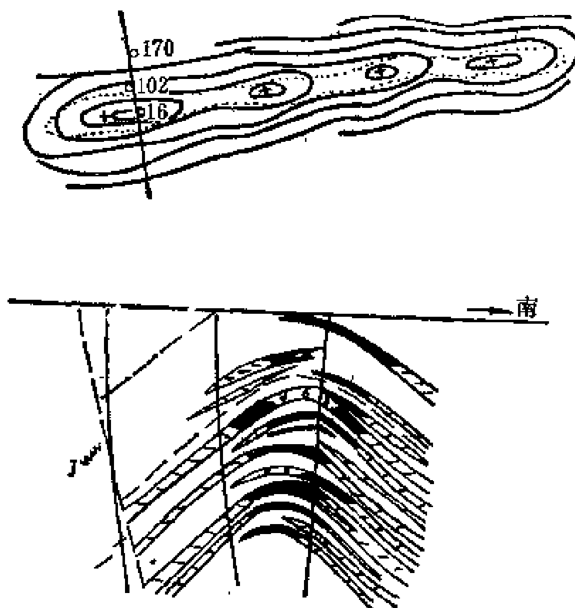


图3-7-4 库车坳陷依奇克里克油田的构造图及剖面图（据新疆石油管理局）

它是一个不对称的背斜油气藏，南翼倾角20～30°，北翼倾角60～80°。北翼被逆掩断层所切割。长短轴之比为3:1，轴向110°，闭合高度约800米，是我国最早开发的油田之一。老君庙背斜位于酒泉盆地南侧祁连山山前地带，从西北向东南分布有鸭儿峡、老君庙、石油沟等一系列背斜构造，形成一个背斜带，老君庙背斜是其中产油最丰富的一个。

塔里木盆地北缘的库车拗陷中依奇克里克油田的侏罗系油气藏也属于与褶皱作用有关的背斜油气藏，如图3-7-4所示。依奇克里克背斜构造是库车拗陷中山前构造带中的一个背斜构造。这些山前地带的构造褶皱强烈、隆起幅度大、高点多，深部与浅部高点不符合，往往有位移；构造线的分布大致平行于褶皱山系，呈雁行状排列。

柴达木盆地西部茫崖拗陷花土沟油田是一多断层的背斜油气藏。该油田位于狮子沟—油砂山背斜带上，背斜南翼陡并为逆冲断层所破坏，北翼缓，呈长轴状。含油气层是第三系上干柴沟组（N_1）及下油砂山组，油气层多，均受断层及背斜构造的控制（图3-7-5）。

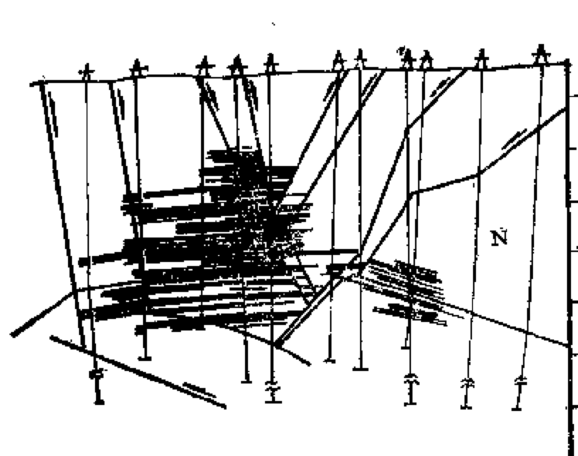


图3-7-5　柴达木盆地花土沟油藏剖面图(据青海石油管理局)

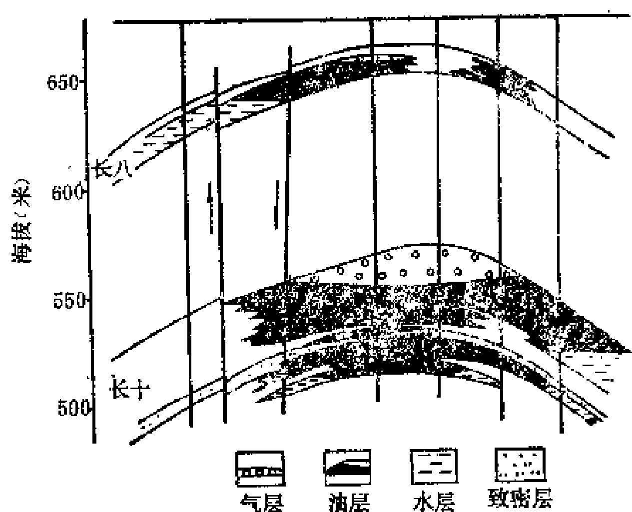


图3-7-6　鄂尔多斯盆地马家滩油藏剖面图(据长庆油田)

鄂尔多斯盆地西缘断褶带，背斜成带分布。马家滩油田位于该断褶皱带东侧，鸳鸯湖—马家滩背斜带南端一背斜的中高点上，长轴6公里，短轴长2公里，闭合度170米、闭合面积11平方公里。其上发育有三组不同走向的断层，其中以平行构造走向的逆断层形成较早，落差大。主要油层是延长组长十、长八段，油气富集于构造高点附近，油气水分异界限明显（图3-7-6）。

我国西部含油气大区，如准噶尔盆地的山前拗陷、塔里木盆地的山前拗陷、柴达木盆地、吐鲁番盆地，以及中部含油气大区西缘和台湾等中、新生代褶皱带的山前、山间盆地中的背斜油气藏都属于这种类型。

（2）与基底活动有关的背斜油气藏：是指在相对稳定的地区内，以基底活动为主的引张力作用形成的背斜圈闭中的油气藏。基底活动使沉积盖层发生变形，形成背斜圈闭。这种背斜圈闭的主要特点是两翼地层倾角平缓，闭合高度较小，闭合面积较大（与褶皱区的背斜构造相比）。从区域上看，这种背斜油气藏多分布在裂谷型含油气盆地中，常成组成带出现，组成长垣或大隆起。

我国松辽盆地大庆长垣北部的萨尔图油田中的白垩系油气藏属于这种类型的背斜油气

藏，如图 3-7-7 所示。

萨尔图背斜地层倾角平缓，闭合高度较小，闭合面积大，构造比较完整，含油面积也大。

又如松辽盆地的红岗子油田，也是属于这种类型的背斜油气藏。该油田位于松辽盆地大安西南，含油气层为白垩系姚家组砂岩，如图 3-7-8 所示。

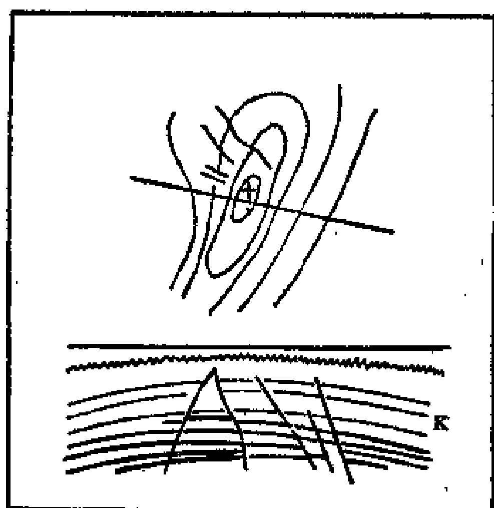


图3-7-7　松辽盆地萨尔图油田构造图及横剖面图（据大庆油田）

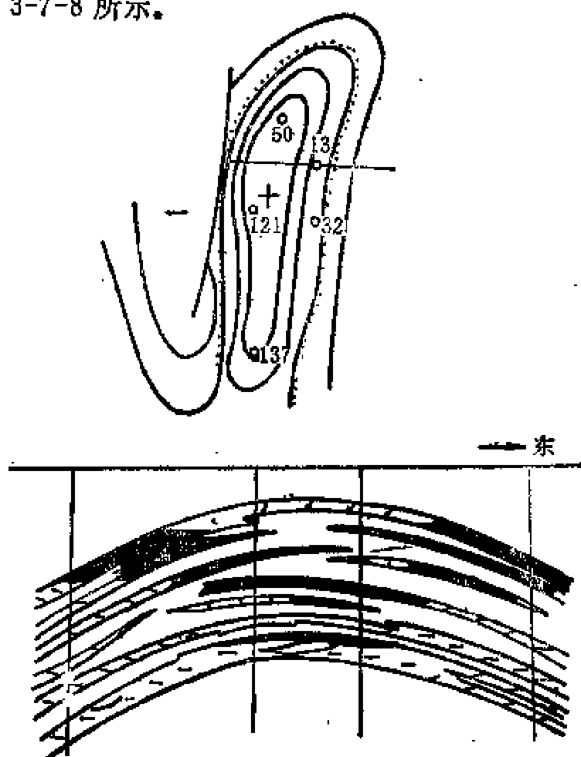


图3-7-8　松辽盆地红岗子油田构造图及横剖面图（据大庆油田）

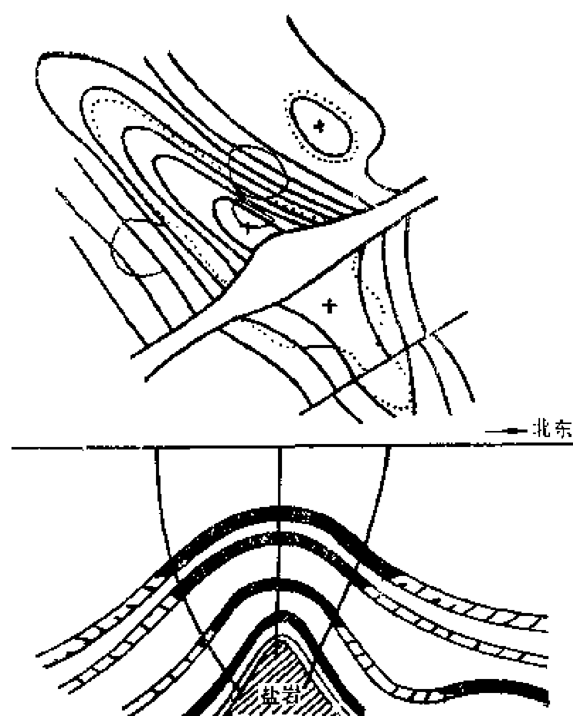
这种类型的油气藏在中国东部一些含油气盆地都有广泛的分布（如松辽盆地、渤海湾盆地等），西部地区也有这类油气藏的分布。

(3)与地下柔性物质活动有关的背斜油气藏：这种类型油气藏圈闭的成因是地下柔性物质活动的结果。这些柔性物质由于受不均衡的压力作用而上升，使上覆地层变形，形成背斜圈闭。常见的与油气聚集有关的柔性物质是岩盐和泥丘，其中尤以岩盐占重要地位。

我国江汉盆地中王场油田的圈闭和油气藏属于这种类型。该油田为一长轴背斜，走向北北西，西南翼陡，东北翼缓，隆起幅度高达 800 米；在剖面上地层倾角上缓下陡，下第三系潜江组上部仅 20°，下部可达 60～70°。根据地震资料，在 6000～7000 米深处，构造已全部消失，地层倾角近于水平，如图 3-7-9 所示。

该盆地属盐湖沉积环境。本区潜江组地层为一套富含膏盐的泥质岩系，厚度很大，其岩盐层最多可达 153 层，其累计厚度可达地层总厚度的50%，特别以潜四段下部最发育，岩盐层多呈厚层状及块状。由于其东西两侧凹陷持续下沉，沉积负荷产生差异，造成潜四下岩盐向上流动，使上覆地层拱起，形成王场背斜构造。钻井资料证实，王场构造顶部，潜四下地层（主要是膏盐层）厚达 2219.5 米，比构造附近的潜四下厚 1000～1200 米。

我国河南开封拗陷东濮地区、山东济阳拗陷的东营地区等，在下第三系下部均有厚层的膏盐地层。这些柔性物质在地下的活动，对上部地层的变形、变位都产生强烈的影响，对圈闭条件的形成，以及油气藏的类型，都起了决定性的控制作用。



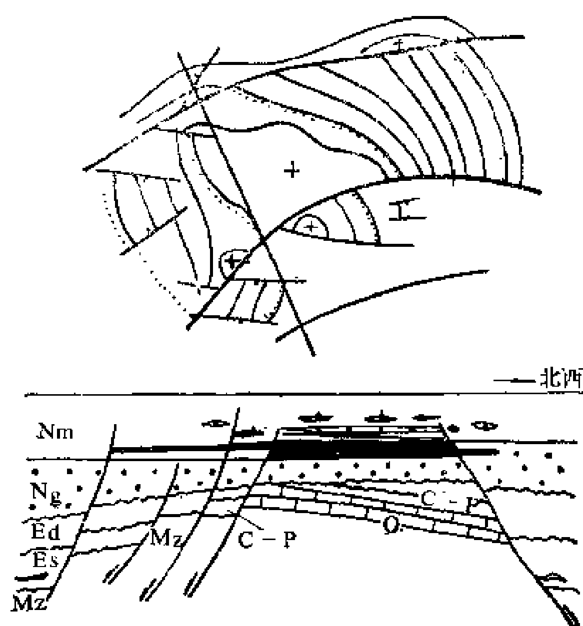


图3-7-9 江汉盆地王场油田构造图及横剖面图(据江汉石油管理局)

图3-7-10 济阳拗陷孤岛油田构造图及横剖面图(据胜利油田)

(4)与潜山及压实作用有关的背斜油气藏：在沉积盖层的基底上，常存在各种类型的水下地形突起。这些突起常是由结晶基岩、坚硬致密的沉积岩或生物礁块等组成。当其上覆有新的沉积物堆积后，这些突起部分的上覆沉积物常比较薄，而其周围的上覆沉积物则常比较厚。因此，在成岩过程中，由于沉积物的厚度和自身重量的不同，所受到的压实程度也就不均衡。周围较厚的沉积物的压实程度比突起上较薄的沉积物压实程度要大，其结果，便在地形突起（潜山）的部位，上覆地层呈隆起形态，形成背斜，称压实背斜。这种背斜常很平缓，它常反映下伏潜山的形态，但其闭合度总是比潜山的高度小，并且向上递减，地层倾角也是越向上越小。

我国渤海湾地区各拗陷中的一些上第三系馆陶组、明化镇组浅层油气藏多属此种类型的油气藏。其中比较重要的如济阳拗陷孤岛油田馆陶组的油气藏。该油田的“基底”主要为奥陶系石灰岩、白云岩组成的剥蚀突起（潜山），其翼部超覆沉积有下第三系地层，顶部则被上第三系馆陶组及明化镇组所覆盖，形成较大的平缓的压实背斜。在馆陶组地层中形成了储量丰富的压实背斜油气藏，如图 3-7-10 所示。

又如埕东、义和庄、港西、羊三木、孔店等地区的浅层油气藏，也都是属于与潜山及压实作用有关的背斜油气藏。

(5)与生长断层有关的滚动背斜油气藏：由于生长断层造成的原始滑动及牵引作用与不均匀压实相结合，形成这种特有的滚动背斜圈闭。这些滚动背斜位于同生断层的下降盘，多为小型宽缓不对称的短轴背斜，靠近断层的一翼稍陡，远离断层的一翼平缓；轴线与断层线近于平行，常沿断层成串分布；背斜离点距断层较近，一般为 0.5～1.5 公里，而且高点向深处逐渐偏移，其偏移的轨迹大体上与断层面平行。由于是生长断层，所以断层两盘沉积厚度差别很大。在一般情况下，滚动背斜所在的下降盘，沉积厚度是很大的。这些滚动背斜圈

闭，由于它们距油源区近，又是与沉积同时形成的，而且生长断层又可作为油气运移的有利通道，所以常可形成高产油气藏。

我国渤海湾地区黄骅拗陷中的港东油田第三系明化镇组的油藏属于滚动背斜油气藏，如图 3-7-11 所示。

该油田的滚动背斜发育在生长断层的下降盘，生长断层与构造轴线方向平行，延伸一般约达十至数十公里。断面均向凹陷倾斜，除一般断面由陡到缓消失在层间的弧形滑动面外，还有在基底扭断层基础上发育起来的上陡、中缓、下陡的座椅状滑动面。该滚动背斜是于 1964 年由地震勘探发现的，目前已开发的层系为上第三系明化镇组砂岩及馆陶组砂砾岩。根据馆陶组顶面所绘制的构造图，其圈闭幅度为 70 米，顶部被一些生长断层及其他断层所复杂化。

黄骅拗陷赵家堡以南赵北大断层下降盘的羊二庄油田上第三系明化镇组和馆陶组的油气藏也是滚动背斜型油气藏，如图 3-7-12 所示。

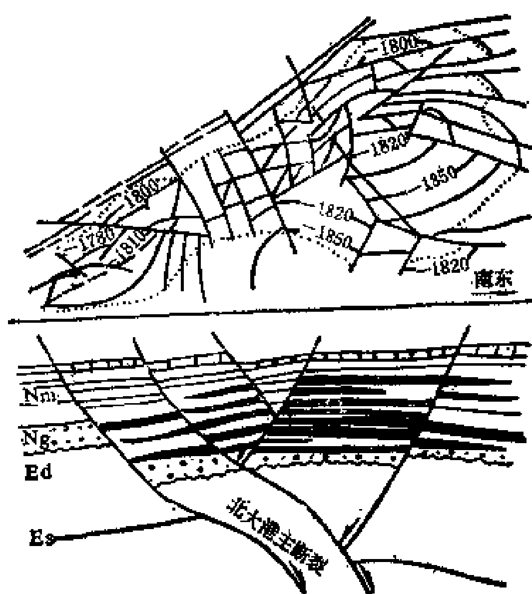


图3-7-11 黄骅拗陷港东油田构造图及横剖面图（据大港油田）

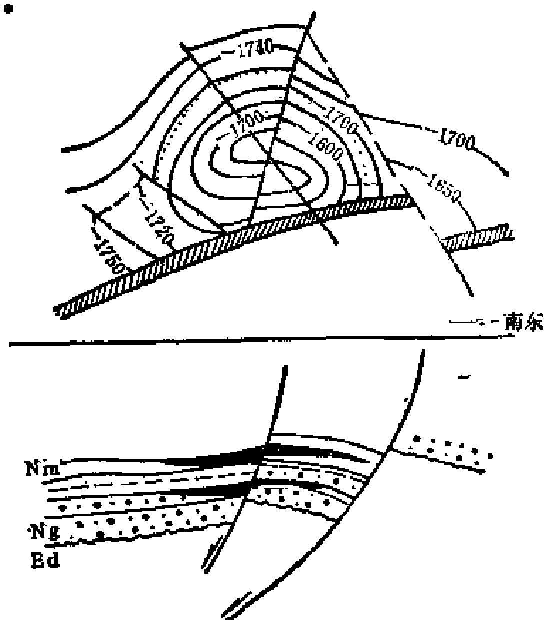


图3-7-12 黄骅拗陷羊二庄油田构造图及横剖面图（据大港油田）

该油田于 1973 年发现，根据馆陶组顶面所绘制的构造图，圈闭幅度为 50 米。在高点部位二组油层均发育。油层埋深 1370～1960 米，原始地层压力 163 大气压，饱和压力 130.8 大气压，油层温度 65～72℃。油田边部有较为活跃的边水补给，由于砂层厚度大，因面油层内多为底水，油水过渡带的面积较大。

此外，如济阳拗陷的大卢家油田，永安镇油田和海 4 井油田等也都属滚动背斜类型的油气藏。它们常沿着生长断层成串分布。油气藏受构造高点控制，深部高点依次向断层面下倾方向偏移，其偏移的轨迹与断层面倾斜方向大致相平行。我国目前所发现的与生长断层有关的滚动背斜油气藏的另一特点，是它们都被断层所复杂化，有一些已切割为断层类型的油气藏。

2.断层油气藏。油气在断层圈闭中的聚集，称断层油气藏。断层圈闭是指沿储集层上倾方向，受断层遮挡所形成的圈闭条件。断层圈闭的类型是多种多样的，但是，其能否形成圈闭的根本条件，决定于断层线、构造等高线、岩性尖灭线三者之间的关系（其前提是断层本

身为封闭性的）。因此，这也是断层油气藏分类的依据，据此，可以把断层油气藏分成如下五种类型。

(1)断层与鼻状构造组成的油气藏：在区域性单斜的背景上，常发育有鼻状构造，在这些鼻状构造上倾开口方向被断层所封闭，油气聚集其中，就形成这种类型的油气藏。

我国酒泉盆地白杨河油田的油气藏即属于这种类型的油气藏，如图 3-7-13 所示。

白杨河油田位于酒泉盆地北部单斜带上，地面构造为一由第四系砾石层组成的平缓背斜，其下伏第三系为一向南倾的单斜，倾角平缓，仅 2～3°。单斜上发育有鼻状构造，在其上倾开口方向为断层所遮挡，形成圈闭条件。储集层为第三系白杨河组砂岩。

我国渤海湾盆地济阳拗陷的永安镇油田 12井 区的油气藏，如图 3-7-14 所示。

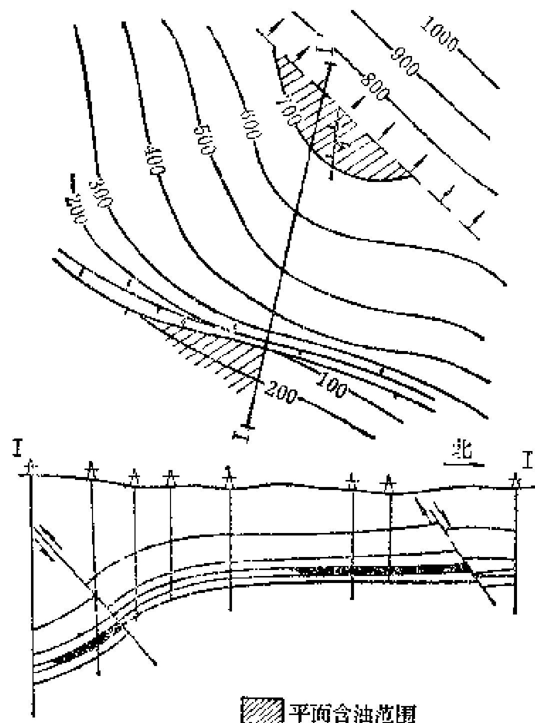


图3-7-13 酒泉盆地白杨河油田构造图及横剖面图（据玉门石油管理局）

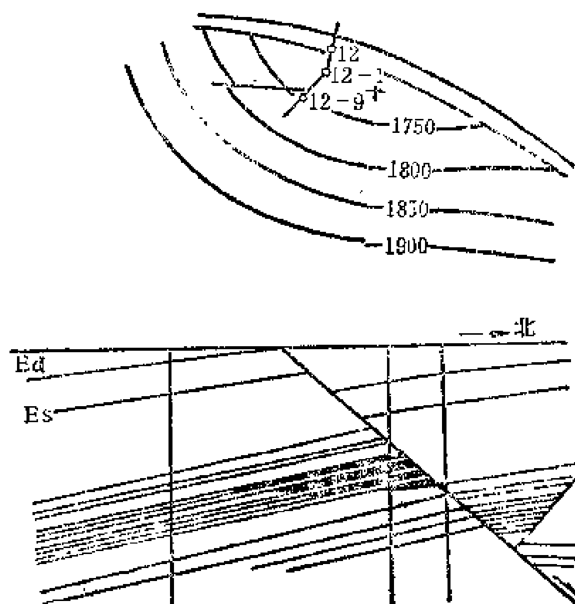


图3-7-14 济阳拗陷永安镇油田12井区油气藏构造图及横剖面图（据胜利油田）

该油气藏的储集为下第三系沙河街组砂岩，由于在鼻状构造的上倾方向被断层所遮挡而形成圈闭条件，油气聚集其中而形成这种类型的油气藏。

在我国其它含油气盆地或拗陷的斜坡地区，都广泛发育有这种类型的油气藏。如济阳拗陷的南斜坡，辽河拗陷的西斜坡等都分布有这种类型的油气藏。

(2)由弯曲断层与倾斜地层组成的油气藏：在单斜层的上倾方向，被一个向上倾方向凸出的弯曲断层所遮挡；在构造图上表现为构造等高线与断层线相交，形成圈闭条件，油气聚集其中，形成这种类型的油气藏。

我国济阳拗陷、黄骅拗陷、辽河拗陷等地区，断层广泛发育，形成各种类型的断层油气藏，其中最有代表性的是济阳拗陷的东营—辛镇油气田中的各种断层油气藏，如图 3-7-15 所示。

东-辛油田位于渤海湾地区济阳拗陷中次一级的东营凹陷中，由于下第三系沙河街组第四段沉积有巨厚的膏盐地层，由于这些柔性物质活动的结果，使上部的沙河街组第三段、第二段、第一段及东营组地层产生大量断层，形成各种形式的断层圈闭，油气聚集其中，就形

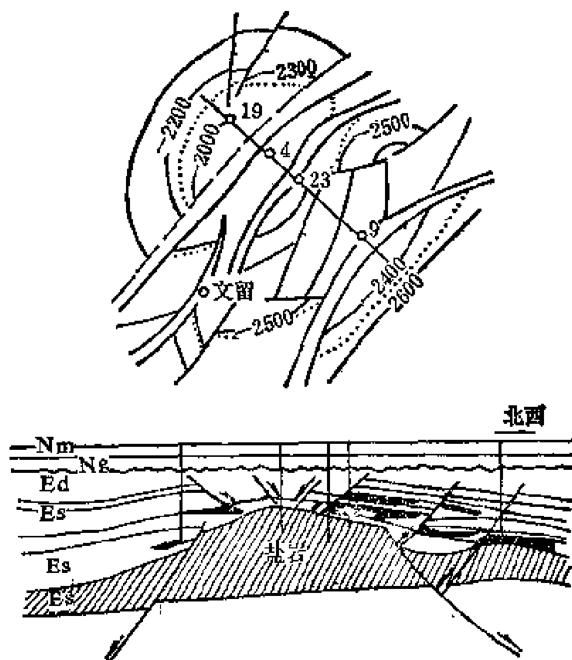


图3-7-15　济阳拗陷东-辛油田构造图(据胜利油田)

成各种类型的断层油气藏。其中营8断块就属于由弯曲断层与倾斜地层组成的断层油气藏，如图3-7-16所示。

开封拗陷东濮凹陷中文留油田中9号井的下第三系沙河街组油气藏也是属于这种类型的断层油气藏，如图3-7-17所示。

文留油田下第三系沙河街组第四段沉积有巨厚的膏盐地层，由于它活动的结果，使上覆



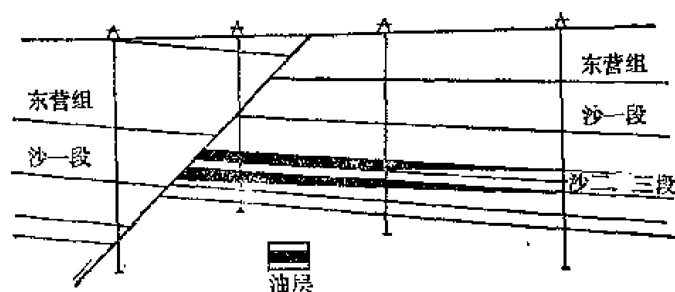


图3-7-16　济阳拗陷东-辛油田营8断块油气藏横剖面图(据胜利油田)

图3-7-17　东濮凹陷文留油田构造图及横剖面图(据河南石油指挥部)

地层发育有大量断层，形成了一些断层油气藏。其中文9井的断层油气藏是由于在西北方向发育一条弯曲的断层，在地层上倾方向形成遮挡，造成圈闭条件，油气聚集其中，形成这种类型的断层油气藏。

这种类型的断层油气藏在其他含油气盆地和其它油气田也都有分布。例如在黄骅拗陷的大港油田，辽河拗陷的曙光油田，济阳拗陷的坨-胜油田、郝-现油田等都有这种类型的断层油气藏分布。

(3)由交叉断层及倾斜地层组成的断层油气藏：在倾斜地层的上倾方向，为两条交叉的

断层所包围，在构造图上表现为构造等高线与交叉断层线相交，形成圈闭条件，油气在其中聚集，就形成这种类型的断层油气藏。

济阳拗陷东-辛油田辛 10 断块中的下第三系沙河街组油气藏属这种类型的断层油气藏，见图 3-7-15 所示。

我国青海柴达木盆地冷湖 5 号油田中的一些油气藏也是属于这种类型的断层油气藏，如图 3-7-18 所示。

冷湖五号油田构造断裂发育，而且大量是互相交叉的断层，因而形成圈闭条件，油气聚集其中，形成这些类型的断层油气藏。该油田储集层的时代为第三系上干柴沟组砂岩。

黄骅拗陷的王徐庄油田中的一些油气藏也是属于这种类型的断层油 气 藏，如 图 3-7-19 所示。油气藏的储集层为下第三系沙河街组第一段石灰岩。

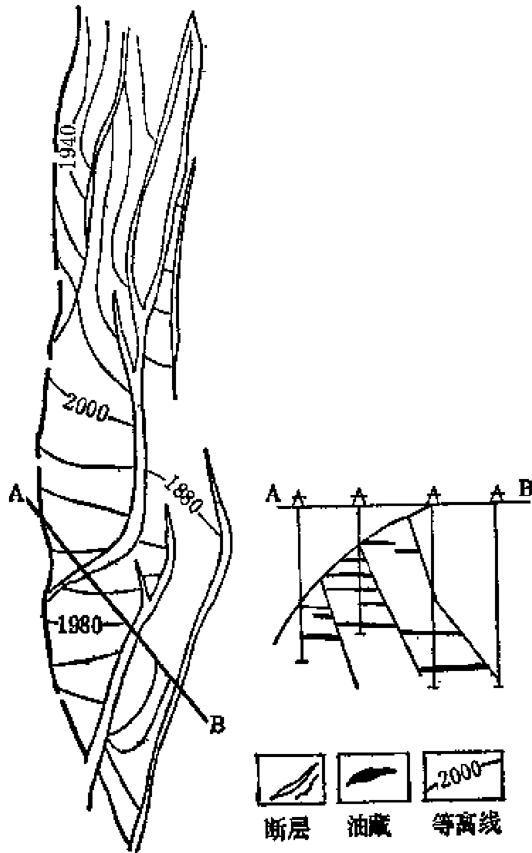


图3-7-18 青海柴达木盆地冷湖五号油田构造图(据青海石油管理局)

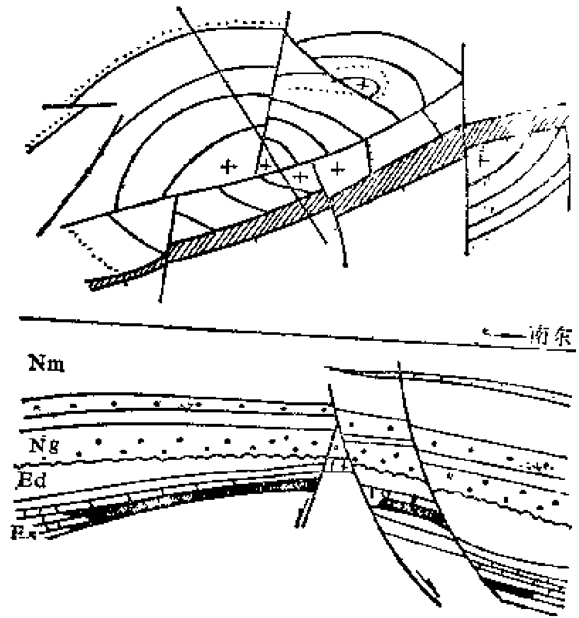


图3-7-19 黄骅拗陷王徐庄油田构造图及横剖面图(据大港油田)

此外，如港东油田、港西油田、孔店油田以及辽河拗陷的黄金带油气田等，都发育有这种类型的断层油气藏。

(4)由两个弯曲断层两侧相交组成的油气藏：由两个弯曲断层两侧相交，中间形成闭合的空间，在构造图上表现为两个弯曲断层线组成似透镜状的圈闭，油气聚集其中，就形成这种类型的断层油气藏。

我国济阳拗陷临邑油田中的一些油气藏属这种类型的断层油气藏；如图 3-7-20 所示。

该油气藏的储集层为下第三系东营组及沙河街组砂岩。

此外，在青海柴达木盆地的冷湖五号油田中（见图 3-7-18）、济阳拗陷的东-辛油田中（见图 3-7-15）也都有这种类型的断层油气藏。

(5)由断层、倾斜地层及岩性尖灭三者组成的油气藏：在倾斜的储集层的上倾方向，岩

石渗透性变差，甚至变为不渗透性地层，在其两侧为两条断层所遮挡，形成圈闭条件。在构造图上表现为断层线、构造等高线、岩性尖灭线（或等厚线）三者相交，形成圈闭条件，油气聚集其中，形成这种类型的断层油气藏。

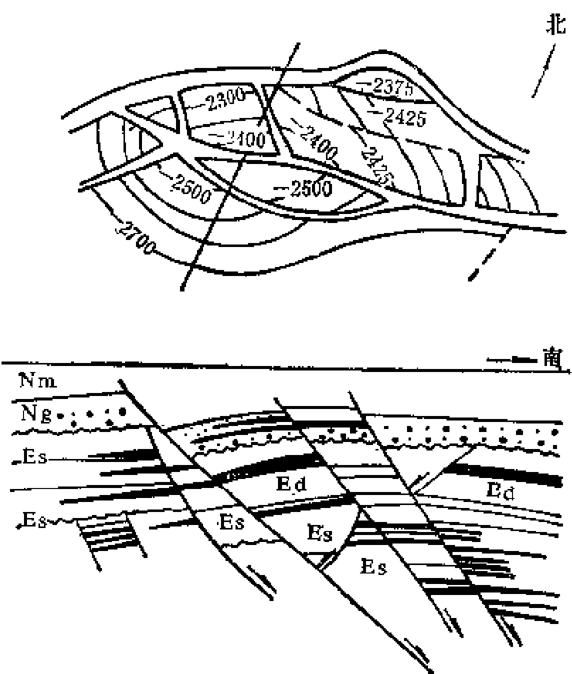


图3-7-20 济阳拗陷临邑油田构造图及横剖面图（据胜利油田）

我国青海柴达木盆地冷湖油田有些断块是属于这种类型的断层油气藏，如图3-7-21所示。

湖北江汉盆地广南 4^1_1 砂组的油藏属于这种类型的断层油气藏；如图 3-7-22 。

该油藏的储集层为第三系潜江组砂岩。

此外，如济阳拗陷的滨南油田，东营油田以及黄骅拗陷的唐家河油田等也都发现有这种类型的断层油气藏。

上述五种类型断层圈闭及油气藏的共同点是在断层本身为封闭性的前提下，从构造图上看，断层线与构造等高线必须是相交闭合，或断层线与岩性尖灭线相闭合。只有如此，才能形成圈闭条件，否则，不能形成油气藏。断层油气藏的型式还有很多，但是从断层圈闭的成因上来看，归纳为上述五种类型，就可以把各种类型的断层油气藏概括了。

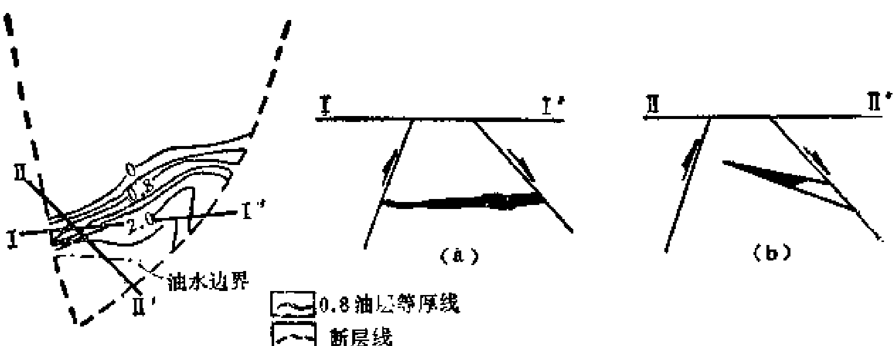


图3-7-21 青海柴达木盆地冷湖油田-断块的构造图及剖面图（据青海石油管理局）

断层油气藏的形成与分布有其特点。根据我国广泛分布的断层油气藏的形成条件及分布规律来看，它们的分布是有区域性的。如在深处膏盐沉积发育的地区，褶皱作用强烈的地区，以及裂陷作用强烈的裂谷区，都是这种类型油气藏广泛分布的地区。并且常发育在背斜、单斜等构造的背景上。因此，它们也常是成组成带的出现。我国渤海湾盆地可以作为断层油气藏分布的典型地区之一。从我国已发现的由断层油气藏组成的断块油气田来看，它们具有如下明显的共同特点。

首先，是众多的不同走向的断层，互相交叉，把油田切割成大小不同的断块，形成复杂的构造面貌。例如根据东-辛、郝-现、永安三个断块油田粗略统计，总构造面积约 280 平方公里，共有断层303条，分成301个断块，为一个很复杂的构造情况。

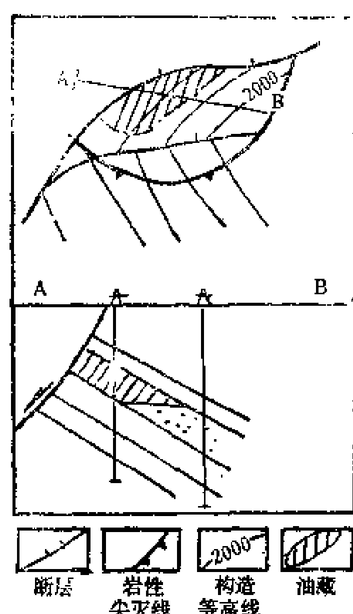


图3-7-22 江汉盆地广南4¦砂组油藏的构造图及横剖面图(据江汉石油管理局)

其次，是由于断层的作用，使得在纵向地层剖面上形成很多个含油层系，例如东-辛油田就有上第三系馆陶组、下第三系东营组、沙河街组第一段、沙河街组第二段、沙河街组第三段等五套含油层系。油田中的油水关系也比较复杂。

第三，原油性质及含油气丰富程度的变化比较大。仍以东-辛油田为例，最轻的原油比重为0.840，粘度3.9厘泊；最重的原油比重为0.988，粘度2903厘泊。而且这种变化很不规则。由于断层切割的结果，各断块之间含油气丰富程度也有较大差别。油气富集带常在断层靠近油源的一侧，在断陷盆地内，从边缘到中心，常因断层关系而呈阶梯状下降，影响到生、储、盖组合在区域内的发育和变化，在断层靠近油源的一侧（即靠近凹陷中心的一侧）圈闭内，常形成油气富集区。另外，沿断裂带岩石常被挤压破裂使储集层物性变好，致使沿断层附近形成高产区。在另一侧（往往是上升盘），生、储、盖层常不完整，常形成产量低，压力低、油水层间互出现，以及原油性质变差的次生油藏。

总之，断层油气藏有其本身的特点，特别是其复杂性和多样性，并随各个时期的构造运动性质和强弱的变化而变化。因此，石油地质工作者必须在复杂多变的情况下，分析研究其变化规律，才能使油气勘探工作更有成效。

关于断层在油气藏形成中的作用也是一个复杂的问题，断层破坏了岩层的连续性，断层的性质、断层的破碎和紧结程度，以及断层两侧岩性组合间的接触关系等，对油气运移、聚集都有直接影响；有时同一个断层，在深部和浅部所起的作用不同；在地质历史发展过程中，在不同时期内，也可能起着封闭或破坏两种相反的作用。因此，断层对油气藏形成的作用，应从多方面考虑，特别是要深入地分析断层的发展历史与聚油期之间的关系，分析断层两侧的地层组合关系，分析断层面的封闭性和开启性。这样才能正确地认识断层的作用，找出油气聚集的规律。

从油气运移和聚集来看，断层对油气藏形成可归纳为封闭作用、通道及破坏作用两个方面。所谓封闭作用是指由于断层的存在，使油气在纵横方向都被封闭而不致逸散，最后聚集成油气藏。在纵向上断层的封闭作用决定于断层带的紧密程度。在一般情况下，受扭压力产生的断层，断裂带表现为紧密性的，断层常具封闭性；而张力断层的断裂带常不紧密，易起通道作用。例如柴达木盆地冷湖构造表层的大逆掩断层组，与基岩断裂有密切关系。在基岩上覆的侏罗系中产生张性断裂，使侏罗系的油气沿断层运移至中新统的砂岩中后，又被表层受压扭力产生的逆断层的紧密断裂带所封闭，并且断层上盘的渐新统泥岩与中新统砂岩相接触，形成遮挡条件，遂在下盘聚集成油气藏。此外，在柔性地层中（如泥岩或膏盐层）发生断层，沿断层而产生致密的断层泥，常可起封闭作用；有时断裂带内的地下水中溶解物质的沉淀（如碳酸钙），把破碎带胶结起来，也可起封闭作用；有时由于断裂带中的原油，遭受氧化形成沥青物质，堵塞运移通道，也可起封闭作用。断层在横向上封闭与否，取决于断距

的大小，以及断层两侧岩层组合的接触关系。由于断层的断距在横向上和纵向上有变化，在沉积盆地内，岩性组合也是变化多端。因此，断层能否起封闭作用，也是变化不定的。但是，其最基本的条件是断层两侧渗透性岩层不直接接触（俗称砂岩“不见面”），就可起到封闭作用。断层圈闭的闭合高度和闭合面积，决定于断距的大小，及其与盖层、储集层厚度间的关系。若断距使盖层将储集层全部遮挡，则所形成圈闭的闭合高度大，闭合面积也大，圈闭面积等于溢出点等高线和断层线所圈闭的面积；若盖层只封闭住储集层的上部，则储集层上部的封闭部分也可形成圈闭，但其闭合高度小于储集层的厚度，其圈闭面积也小。

由于断裂活动及断层开启程度高，常常破坏了原来油气藏的平衡状态，断层成为油气运移的通道；如果遇到断层断至上部某一地层中而消失，且其上部有良好的盖层，则可形成次生油气藏。这些次生油气藏的层位，往往与断层消失的部位相吻合。例如大港油田，断层断开的最高部位在离地面以下600～700米处，浅层次生油气藏也在此深度以下形成。当然，也有的开启性断层断至地面，油气可以完全逸散而破坏了原有的油气藏。

总之，断层对油气藏形成所起的作用，具有两重性，既可以起封闭遮挡作用，也可能起通道和破坏作用。对于一个沉积盆地内的断层，如何判断它们是起积极的封闭作用，还是起消极的破坏作用，应该从断层发育史与沉积和聚油期的关系来研究。在我国东部的一些断陷盆地内，有些发育早、断距大的基底断裂，它们常常控制沉积盆地的边界，及生、储、盖组合的沉积范围。在其下降盘的凹陷内，沉积厚度大，生、储、盖组合发育完整；在其上升盘往往缺失生、储、盖层沉积，形成秃顶的突起。

伴随上述老断层的不断活动，在盆地的边缘和中间的隆起部分，在盆地的不断升降过程中，常发生走向和斜交的两组断裂，使构造带复杂化，而形成断裂构造带。这些断层有的起封闭作用，有的起分隔作用，也有的起通道和破坏作用。但是，其中的主要断层常常是使油气富集的主要因素之一。例如新疆准噶尔盆地的克拉玛依油田中的克—乌大断裂，济阳拗陷坨—胜油田的胜北大断裂等，都对油气聚集和油气藏的形成，起了极为重要的积极作用。而局部构造上的一些次要断层，往往断距比较小，对油气藏起复杂化的作用，影响含油气高度、富集程度、控制油水界面的高低以及作为通道形成浅处的次生油气藏等。

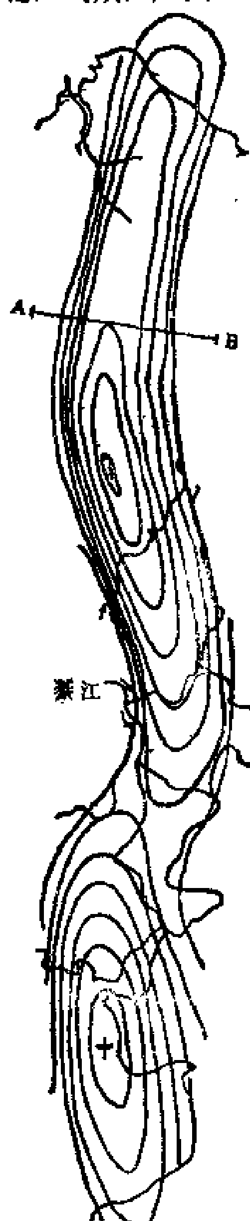
不论哪一级断层，在整个地质历史发展过程中，变化是很复杂的，所起的作用也是多种多样的。我们可以根据断层的性质、断开层位的高低、断层两侧地层厚度的变化以及断层活动情况等，来分析它们对油气藏形成所起的作用。如有的断层发生在聚油期以前，后期停止活动；有的断层发生在聚油期以后；有的断层发生在与聚油期同时。有的断层是早期起封闭作用，后期起通道或破坏作用；有的断层是上部封闭下部不封闭，或者相反等等。因此，对每条断层在油气藏形成过程中所起的作用，要进行具体分析，不能片面地主观地去判断，而是要根据其发展历史，全面地进行评价。

3.裂缝性油气藏。所谓裂缝性油气藏是指油气储集空间和渗滤通道主要靠裂缝或溶洞（溶孔）的油气藏。在各种致密、性脆的岩层中，原来的孔隙度和渗透率都很低，不具备油气储集和渗滤的条件。但是，由于构造作用，或其它的后期改造作用，使其在局部地区的一定范围内，产生了裂缝或溶洞，具备了储集空间和渗滤通道的条件，与其它因素（盖层、遮挡物）相结合，则可形成裂缝性圈闭，油气聚集其中，则形成裂缝性油气藏。

岩层的裂缝可以是多种因素造成的，构造作用是其中最重要的因素。岩层裂缝的产生和发展，在绝大多数情况下，都是与褶皱作用和断裂作用连系在一起的，因此，把裂缝油气藏归入构造油气藏类。裂缝性油气藏有它的特殊性，这些特殊性使得勘探开发裂缝性油气藏与

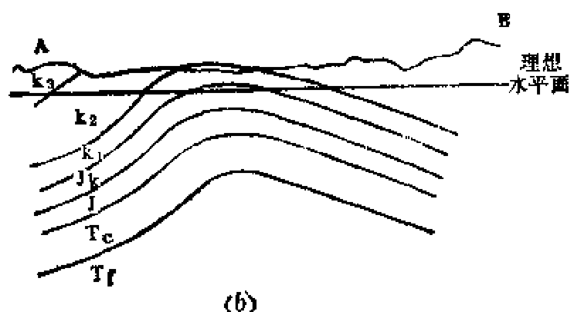
勘探开发背斜油气藏和断层油气藏及其它油气藏有很大区别，所以有必要把裂缝性油气藏单独列为一种油气藏类型。

我国四川盆地已发现的气田，是属于裂缝性的气藏。例如四川石油沟气田的三叠系气藏就属于裂缝性气藏，如图3-7-23所示。



石油沟气田位于四川盆地东南部重庆市以南，气田构造为轴向近南北方向的不对称长轴背斜，西翼陡，倾角达 45～50°；东翼缓，倾角为 15～30°。南北长约40公里，东西宽约 8～9 公里。石油沟气藏的主要储气层是三叠系嘉陵江组石灰岩和白云岩，其上部为硬石膏层作为盖层。据岩芯分析资料，储集层平均孔隙度仅 2 %，渗透率小于 1 毫达西。但是，试井结果，渗透率达几十到几万毫达西，平均值高达3000毫达西以上。很明显，这种良好的渗透性是由于次生的构造裂缝造成的。气藏的高产井沿构造长轴的裂缝带分布。

目前四川盆地已发现的数十个气田，都是属于裂缝型的，比较著名的有石龙峡气田，相国寺气田、黄瓜山气田、高木顶气田、自流井气田、威远气田、卧龙河气田、阳高寺气田、傅家庙气田以及中坝气田等。



(a)

图3-7-23　四川盆地石油沟气田构造图及横剖面图
（据四川石油管理局）

我国柴达木盆地油泉子油田中新统油藏也是属裂缝性的，如图3-7-24所示。

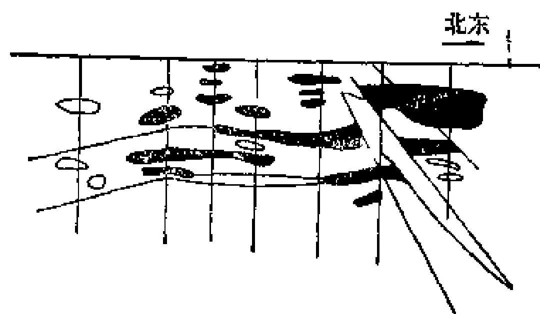


图3-7-24　柴达木盆地油泉子油田剖面图（据青海石油管理局）

油泉子油田位于柴达木盆地中央背斜带，是一个不对称的背斜，北翼陡，倾角为 60～80°；南翼平缓，倾角约25°左右。储集层为中新统底部的裂缝性泥岩夹薄层石灰岩。石油主要聚集在一定深度范围的泥岩垂直裂缝带和水平裂缝带内，与层位没有明显关系，而与断裂有关，单井日产量相差悬殊。

根据我国已发现的数十个裂缝性油气田的情况看，与其它类型油气藏相比较，它们常具有如下几方面的特点。

首先是油气藏常呈块状，虽然裂缝性油气藏储集层的储集空间类型很复杂，但构造裂缝的发育，常把各种类型的孔隙、裂隙连系起来，形成统一的孔隙一裂隙体系，把原来互相隔绝的裂隙、孔隙、晶洞、溶洞等储集空间沟通起来，形成一个统一的储集空间，它们不受地层层位的限制，而是常常穿过数个层位，表现为具有块状结构的储集空间。其中聚集了油气所形成的油气藏也是块状的，它们层位不同，但具有共同的油水界面，统一的压力系统。

其次是在裂缝性油气藏钻井过程中，经常发生钻具放空、泥浆漏失和井喷现象。钻井过程中随泥浆返出的岩屑，常常可以见到晶体很好的次生矿物，是钻遇地下缝缝洞洞发育井段的反映，这是砂岩孔隙性储集空间所不具有的特殊现象。据四川盆地二叠系、三叠系裂缝性气藏44口主要产气井的不完全统计，发生放空、漏失和井喷的有37口，占总井数的84%。这些放空和漏失的井段及层位，多半是生产层所在的井段和层位。例如自流井气田的自2井，钻至井深2260.55米时，钻具放空4.45米，随之发生井漏，井造成强烈井喷；这个井段和层位正是该井的主要产气井段和层位。气井产量的大小，也常和漏失程度有密切关系。所以，在现场工作中，常可根据钻具放空和漏失情况来初定产油气井段及层位，并估计其产量大小。

第三是裂缝性油气田根据产油气层岩芯测定的渗透率常常是很小的，而试井测得的实际渗透率却很高，两者相差悬殊。这是由于构造裂缝沟通了储集层的各种储集空间，形成一个畅通的渗流系统。我国四川盆地二叠系、三叠系储气层，曾在实验室分析了数万个岩芯样品，其中百分之九十以上其渗透率都小于0.01毫达西，它们与气井实际产能相差很大，很多气井每天可以喷出几十万至几百万立方米的天然气。产层的渗透率实际为几百～几千毫达西，这是裂缝性油气田又一特点。

第四是同一个油气藏，不同油气井之间产量相差悬殊。因为裂缝性储集层的孔隙性、渗透性分布不均，同一储集层的不同部位，储集性能相差悬殊，必然导致油气井产量相差悬殊。常出现高产井群中伴有低产井和干井，而低产井群中又可能出现高产井。例如四川盆地自流井气田中的三叠系气藏，在郭家坳高产区中却存在有干井。两口相距很近的井，其产能可以相差很悬殊，而相距很远的井，又可能发生连通、干扰现象。如纳溪气田的6号井，直眼钻穿阳三气层毫无油气显示；当侧钻斜眼时，在阳三层钻具放空2.25米，随即发生强烈井喷，经测试证实为一口高产气井。直眼和斜眼产层相距只有5米。重庆南温泉构造2号井，钻至嘉三层每天产水2万多立方米，而与其相距15公里的南温泉，泉水突然减小，近于枯竭，经调查证实与2井互相连通；经关闭南2井后，南温泉的水量八小时内得到恢复。另外，在阳高寺、傅家庙、石油沟、威远等许多气田上，都见到有相距数公里的气井（如自7井至自2井、阳9井至阳33井、傅5井至傅31井等），互相连通，干扰明显。

总之，裂缝性油气藏是一种比较复杂的油气藏类型，在勘探和开发这种类型的油气藏时，最重要的是分析和认识裂缝带的分布规律，因为正是这些次生裂缝带的分布及发育情况，控制了油气的富集程度。

目前中国尚未发现典型的岩体刺穿接触油气藏。在有些地区仅发现有泥火山、岩盐、岩浆岩等柔性物质活动。如新疆准噶尔盆地乌鲁木齐山前拗陷独山子油田泥火山的活动；渤海湾含油气区、江汉盆地等处的膏盐层的活动，以及相当普遍的一些盆地内的岩浆活动，它们对油气藏的形成和分布在不同程度上，或多或少都有一些影响。但是，在这些含油气盆地内

目前尚未发现典型的岩体刺穿接触类型的油气藏。

关于水动力圈闭类型的油气藏也归入构造油气藏类中，因为所有水动力圈闭的形成，都必须有某一种构造条件作为背景，否则，水动力圈闭条件就不可能形成。我国酒泉盆地的单北油田第三系的“悬挂式”油藏就是水动力圈闭类型的油藏，如图3-7-25所示。

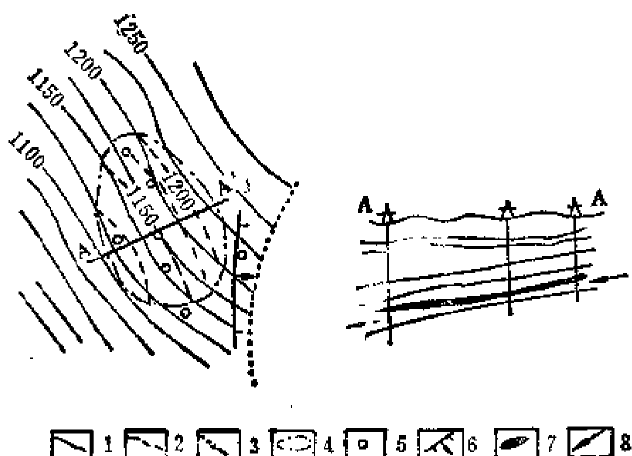


图3-7-25 酒泉盆地单北油田构造图及横剖面图(据玉门石油管理局)
1—构造等高线；2—油水界面等高线；3—E_3h地层尖灭线；4—油水边界；5—井位；6—正断层；7—油藏；8—水流方向

该油田位于酒泉盆地北部的单斜带上，在老第三系的砂岩储集层中，由于地下水运动的方向与由于石油与水的比重差而产生的浮力的方向相反，在其大小相等，暂时达成平衡的条件下，就形成了这种比较特殊的水动力圈闭类型的油气藏。

构造油气藏类是我国目前最重要的油气藏类型，占我国目前石油和天然气产量和储量的主要部分。

二、地层油气藏大类

根据圈闭条件形成的原因，地层油气藏可分为四种主要类型：即原生砂岩体地层油气藏；地层不整合遮挡油气藏；地层不整合超覆油气藏及生物礁块油气藏。

1.原生砂岩体地层油气藏。原生砂岩体地层圈闭是沉积环境的直接产物，由于沉积条件不同，导致沉积物岩性发生变化，形成岩性尖灭及透镜体圈闭。其中聚集了油气，就形成了岩性尖灭油气藏及透镜体油气藏，总称原生砂岩体地层油气藏。

在岩性变化大的砂-泥岩沉积剖面中，常见一些薄层砂岩互相参差交错；有的层状砂岩顶底均为不渗透的泥岩所限，在横向上也渐变为不渗透性泥岩；砂岩呈楔状尖灭于泥岩中，这就形成了砂岩尖灭地层圈闭。有的砂岩体呈透镜状，周围均被不渗透层所限，则为砂岩透镜体圈闭。这两种砂岩体（或砾岩体）常常伴生于同一剖面中，因为它们的成因相似。在同一沉积盆地内，由于沉积条件不同，不同性质的物质同时沉积下来，遂在沉积物的横向上出现岩性变化的结果；或为砂岩渐变为泥岩，或为泥岩渐变为砂岩，或为砂岩的渗透性不均匀变化。因而在砂岩尖灭体的尖灭端部，或透镜体的两端，泥质含量往往增多，渗透性变差，而向砂岩体主体，泥质减少，渗透性变好。在厚层砂岩中，由于渗透性不均，也可见到低渗透砂岩中出现局部高渗透带。在古海（湖）岸线附近的海岸砂坝，古河道与古三角洲的河道砂岩，以及沿单面山古地形陡崖或断层陡坎走向分布的走向谷砂岩等，当它们上覆不渗透泥岩时，都可形成原生砂岩体地层圈闭。它们在横剖面上呈透镜状，在平面上呈不规则的条带状延伸。

（1）岩性尖灭油气藏：这种类型的油气藏是指由于储集层沿上倾方向尖灭，或渗透性变差而造成圈闭条件，油气聚集其中，就形成岩性尖灭类型的油气藏。

我国河南省泌阳凹陷中的油气藏主要属于砂岩尖灭油气藏，占全凹陷已探明储量的86.3%。泌阳凹陷主要生油层和储油层均为下第三系核桃园组，它是一套灰色砂、泥岩互层，最大厚度为3000米，自上而下分为一、二、三段，其中二、三段为主要生油层及含油层段。下第三系核桃园组属于陆相山间淡水湖泊沉积，该组沉积时，其南、东、北三面环山，

山间河流发育，碎屑物源丰富，形成了湖盆内多种类型的沉积相，按成因类型可分为：水下冲积扇砂岩体、三角洲砂岩体、冲积锥砂岩体。砂体前缘大多深入有利生油区内，有利于油气聚集。目前已发现的油田，都和这些砂岩尖灭体有密切关系。例如该凹陷内最重要的油田双河油田可以作为典型代表，如图3-7-26所示。

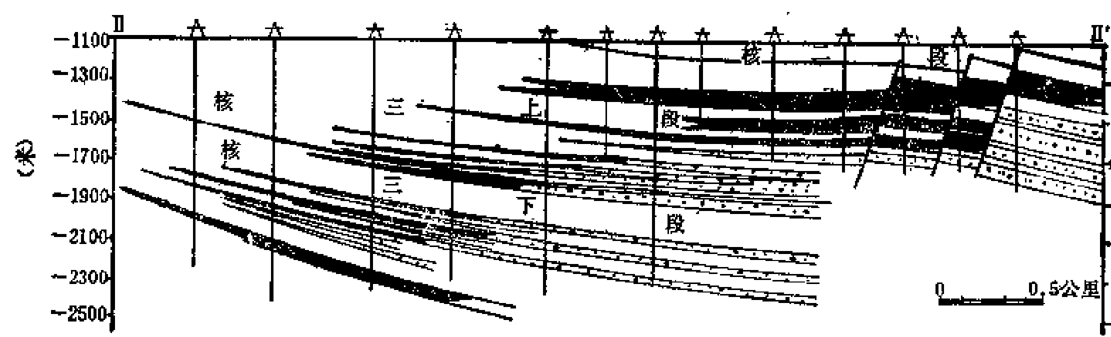


图3-7-26 泌阳凹陷双河油田油藏横剖面图(据南阳油田)

双河油田位于水下冲积扇的西部，构造向西抬起成为单斜，同时砂岩也向西变薄尖灭，形成岩性尖灭圈闭。尖灭线控制了油藏的西部边界，油水界线大体与构造等高线平行，含油面积在西部宽，东部窄，形如扇状。在油藏剖面上，油层自东面西层位变老，由浅变深，形成不同层位的油层叠瓦状分布。根据沉积相及构造发展史的研究，形成双河油田的基本条件在于水下冲积扇砂岩体发育和沉降凹陷区逐步向南转移，后期抬升的西北斜坡起了决定性的作用。在这个斜坡上有较大面积的砂岩体，并且形成岩性尖灭圈闭条件，形成富集高产油田。

江汉盆地钟市油田下第三系渐新统潜江组的一些油藏属岩性尖灭类型的油藏，如图3-7-27所示。

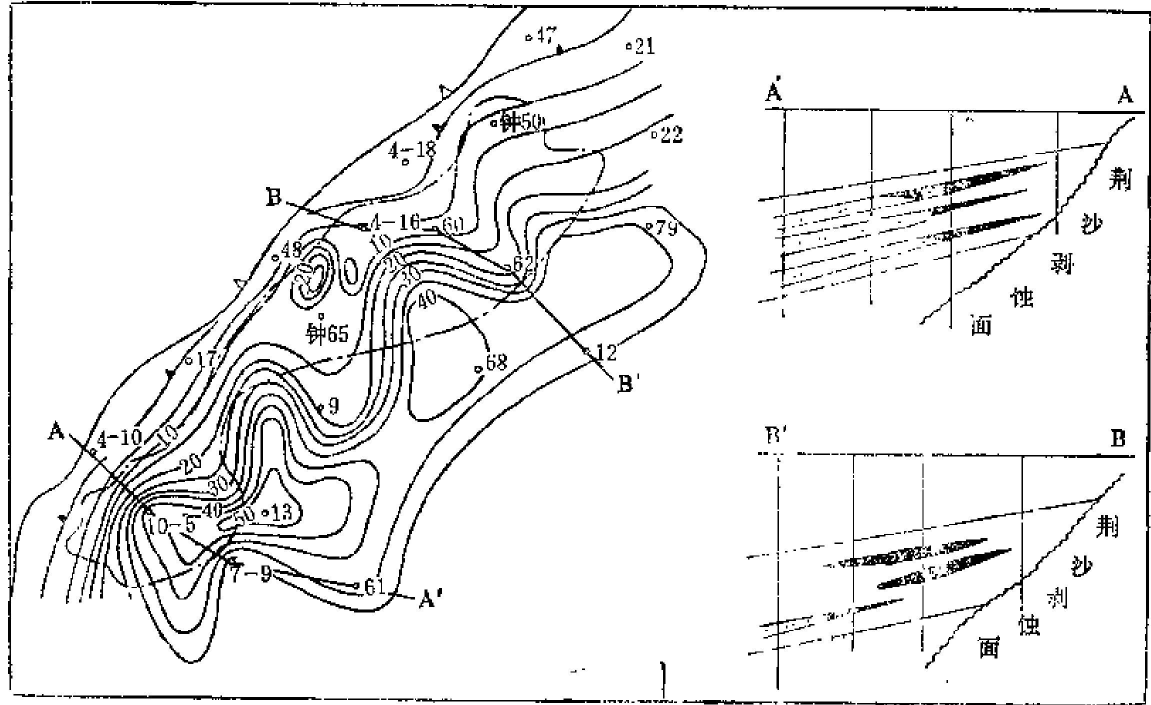


图3-7-27 江汉盆地钟市油田潜江组油藏平面图
及剖面图(据江汉石油管理局)

钟市地区潜三段第8油组属岸边砂坝，砂坝走向平行于潜北大断裂，砂坝主体砂岩厚，向南、北两侧减薄，但砂岩厚度变化梯度是南缓北陡，砂岩往钟市古隆起方向尖灭，尖灭线与构造等高线反弧相交，形成砂岩上倾尖灭圈闭，油气聚集其中，形成尖灭类型的油气藏。

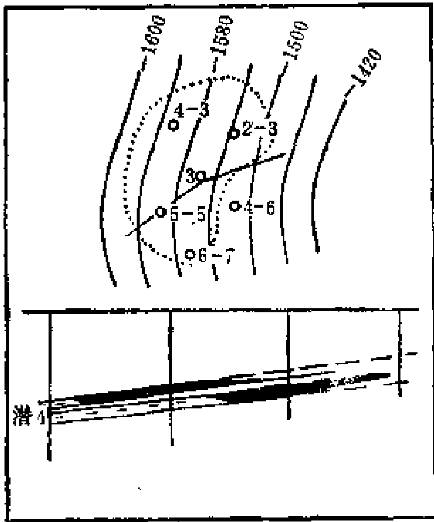


图3-7-28　江汉盆地张港油田下第三系潜江组油藏构造图及剖面图（据江汉石油管理局）

江汉盆地张港油田下第三系潜江组的油藏也属于砂岩尖灭类型的油藏，如图3-7-28所示。

张港油田位于黄场古斜坡范围之内，张港三角洲的砂岩体在其前缘或侧缘尖灭，有潜三、四段8组砂岩的尖灭线通过，它们均与相应的构造等高线反弧相交，形成岩性尖灭圈闭，油气聚集其中，形成砂岩尖灭类型的油气藏。

松辽盆地西坡富拉尔基地区，姚家组的浅滩相砂岩、粉砂岩储集层，沿上倾方向相变为缓岸滨湖相含砾粉砂岩、泥岩相，砂、泥、砾混杂，使储集层沿单斜上倾方向渗透性变差，形成岩性尖灭圈闭及岩性尖灭类型的油藏。如图3-7-29所示。

此外，如渤海湾地区黄骅拗陷的唐家河油田，板桥凝析油气藏、港中油田，济阳拗陷的垦利油田、王家岗油田以及辽河拗陷西斜坡等的一些油气藏也都属于岩性尖灭类型的油气藏。这种类型的油气藏经常分布在凹陷及隆起的斜坡地区，是分布相当广泛的一种油气藏类型。

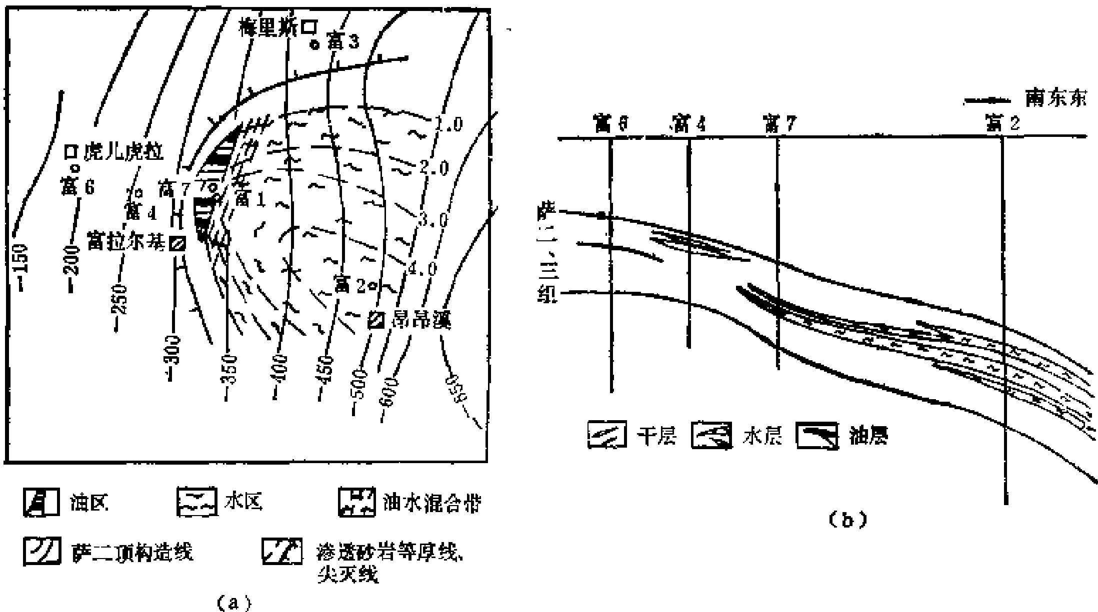


图3-7-29　松辽盆地西坡姚家组岩性尖灭类型油藏平面图及剖面图（据大庆石油管理局）

（2）岩性透镜体油气藏：这种类型的油气藏是由透镜状或其它不规则状储集层，其周围被不渗透性地层所限，组成圈闭条件，而形成的油气聚集。最常见的是泥岩层中的砂岩透镜体。透镜体油气藏的规模一般都不大。它可以是泥岩中的砂岩透镜体，也可以是低渗透性岩层中的高渗透带。

我国渤海湾含油气区各拗陷下第三系沙河街组第三段泥岩中，广泛分布有砂岩透镜体。这些砂岩透镜体的分布，具有纵向上成组出现，平面上成群叠合的特点，透镜体的单层厚度为2～24.5米，分布面积小，最大的砂岩透镜体只有4平方公里。透镜体的形态在剖面上呈单凸或双凸形，平面上一般为不规则的椭圆形。

济阳拗陷中东营凹陷的牛庄（牛1井）油藏就属于砂岩透镜体油藏，如图3-7-30所示。

济阳拗陷中的广利油田中的一些油藏也属于这种类型的砂岩透镜体油藏，如图3-7-31所示。

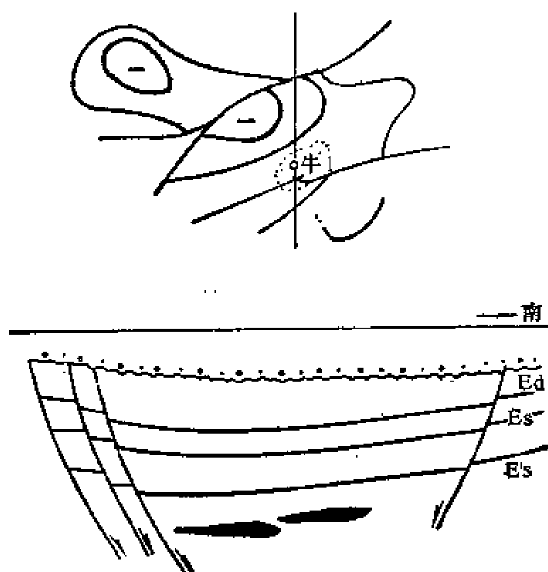


图3-7-30　东营凹陷牛庄(牛1井)油藏剖面图
（据胜利油田）

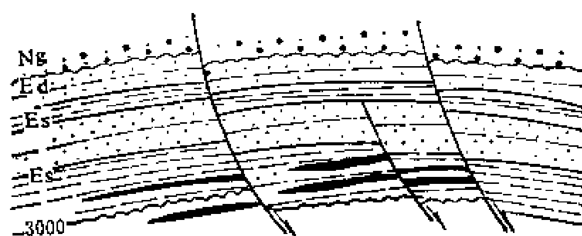


图3-7-31　广利油田的横剖面图
（据胜利油田）

它们都是分布在下第三系沙河街组第三段巨厚泥岩中的砂岩透镜体。这些砂岩为巨厚的生油岩系所包围，是一种自生、自储、自盖的原生岩性透镜体油藏。

仅济阳拗陷的东营凹陷中，目前就已找到了近百个砂岩透镜体，其中有80%含油。众多的含油砂岩透镜体平面叠合连片，使油气勘探有较高的成功率。由于透镜体油藏主要靠岩性圈闭，因面具有原油性质好、地层压力高、压力系数大（1.2～1.6）、地饱压差大（200～380大气压）的特点。如东-辛油田的营2透镜体（图3-7-32）。

该砂岩透镜体油藏共有14口井钻遇，营2井砂岩油层厚22.57米（未穿），15毫米油嘴日产油555吨，原始地层压力453大气压，压力系数1.65，地饱压差378大气压。

我国鄂尔多斯盆地中生界侏罗系也广泛分布着砂岩透镜体类型的油气藏，如图3-7-33所示。

鄂尔多斯盆地中生界三叠系延长统也广泛分布有砂岩透镜体类型的油气藏。如陕北的直罗油田就是主要由三叠系延长统砂岩透镜体油气藏组成的，如图3-7-34所示。

该油田位于一向西倾没的隆起上，砂岩沿隆起方向发育，物性变好，面向北东东方向，砂岩体分叉变薄，形成砂岩透镜体类型的圈闭及其油气藏。

又如吴旗油田，也是由中生代三叠系延长统砂岩透镜体组成的，如图3-7-35所示。

该油田位于一个向西南倾伏的隆起上，在隆起的高部位，油层砂岩体增厚，而向上倾的东北端，砂岩迅速变细，变薄，形成一个近南北向的砂岩透镜体圈闭及其油气藏。

我国最老的延长油田也是属于三叠系延长统的砂岩透镜体油气藏，如图3-7-36所示。

延长油田发现于1907年，油田面积41.7平方公里，油层埋藏深度70～210米，主要产油层为三叠系延长统第三段中部，属于砂岩—粉砂岩层中低渗透带中的高渗透带透镜体油气藏。油层渗透率0.01～0.5毫达西；地质构造为一平缓的西倾单斜，坡度约8～12米/公里。

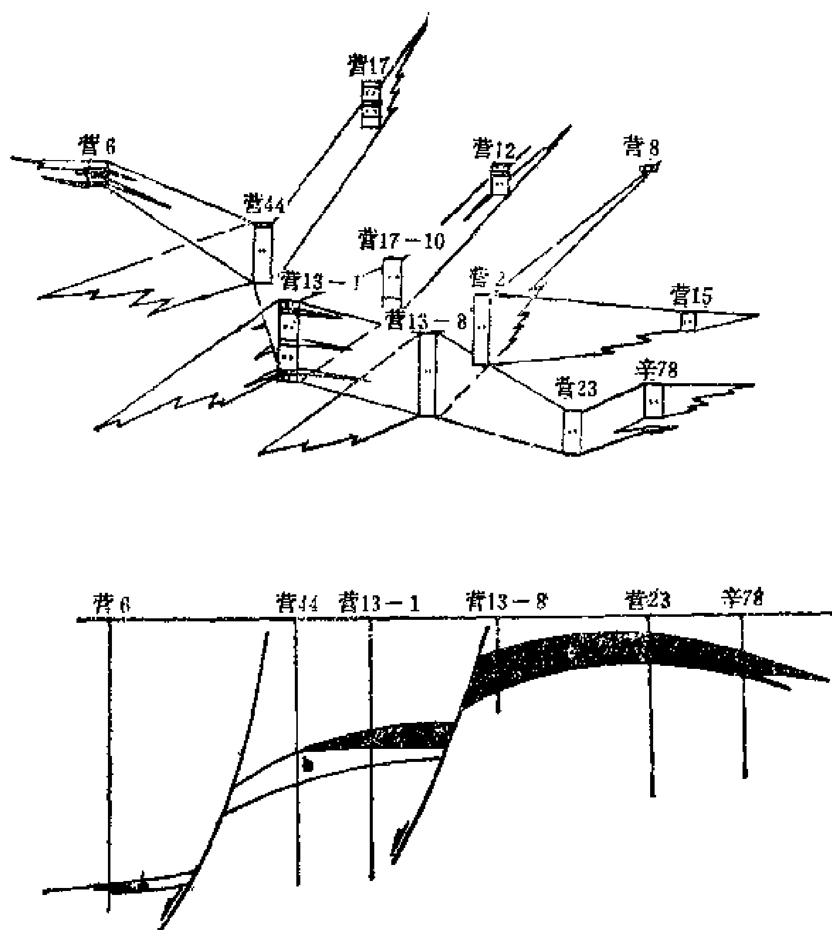


图3-7-32　济阳拗陷东-辛油田营2透镜体砂岩油藏剖面图
（据胜利油田）

其上发育众多的砂岩高渗透带透镜体（底平上凸）。这些透镜体的增厚区，渗透率稍高，含油性也较外围好，成为油气聚集的主要场所。根据研究证明，岩性与物性的变化是控制油气富集的决定因素，是有代表性的岩性透镜体油气藏。

原生砂岩体地层油气藏在我国其它含油气盆地中也有广泛分布，由于其圈闭的形成主要是受沉积条件的控制，因此，在勘探这种类型的油气藏时，研究其岩相古地理环境及沉积条件就显得特别重要。

2.地层不整合遮挡油气藏。油气勘探经验证明，不整合面的上下，常成为油气聚集的有利地带。这里所指的不整合是广义的，既包括角度不整合，也包括平行不整合（假整合）。地层不整合遮挡圈闭及其油气藏的形成，主要是与潜伏剥蚀突起、潜伏剥蚀构造有关。在地质历史的某一时期，地壳运动使一个区域上升，受到强烈风化、剥蚀的破坏，坚硬致密的岩层，抵抗风化的能力强，在古地形上呈现为大的突起；而抵抗风化能力较弱的岩层，则形成古地形中的凹地。因面显示出了高山、丘陵、平原、沟谷、湖河等古地貌的景观。后来，在该区域尚未被剥蚀成为平原时，又重新下降，同时又被新的沉积物所掩埋，这样就在原来古地形的基础上，形成了一系列的潜伏剥蚀突起或潜伏剥蚀构造，有人称之为"古潜山"。这种古地形突起，由于遭受多种地质营力的长期风化、剥蚀，常形成破碎带、溶蚀带，具备良好的储集空间，当其上部为不渗透性地层所覆盖时，则形成地层不整合遮挡圈闭，成为油气聚集的有利场所，如图3-7-37所示。

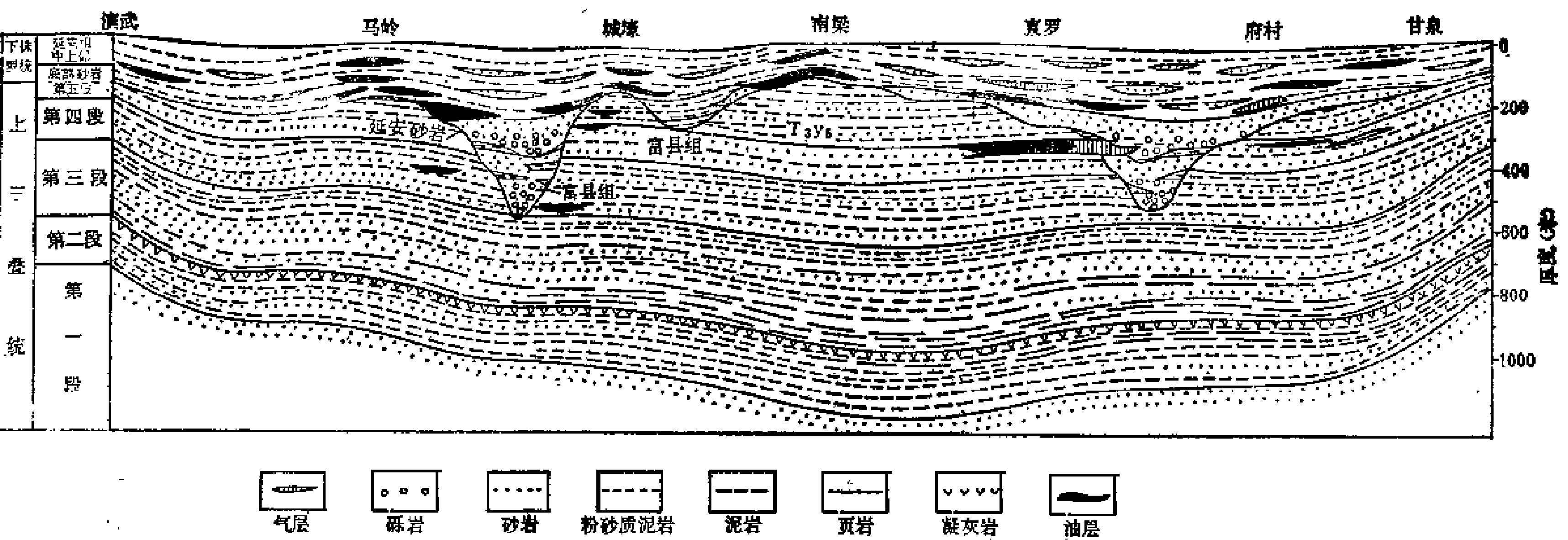


图3-7-33　鄂尔多斯盆地南部侏罗系油气藏分布剖面图
（据长庆油田）

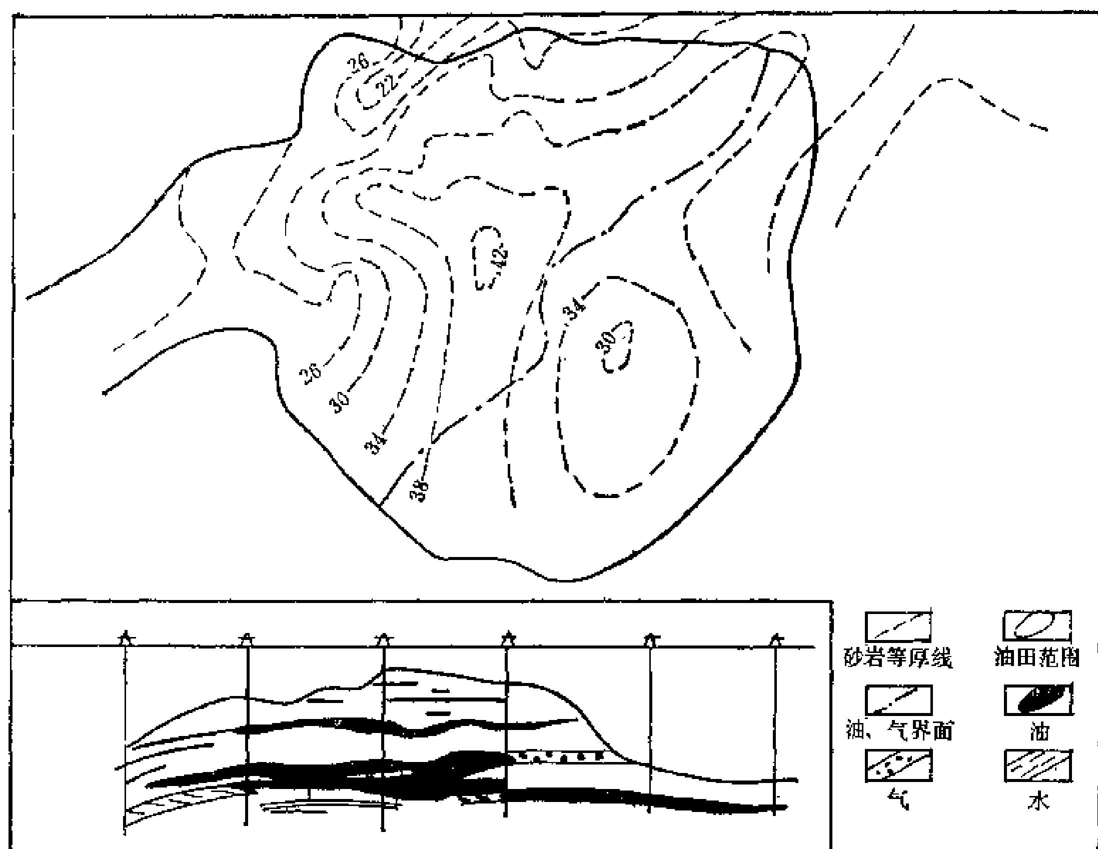


图3-7-34 陕北地区直罗油田平面图及剖面图
(据长庆油田)

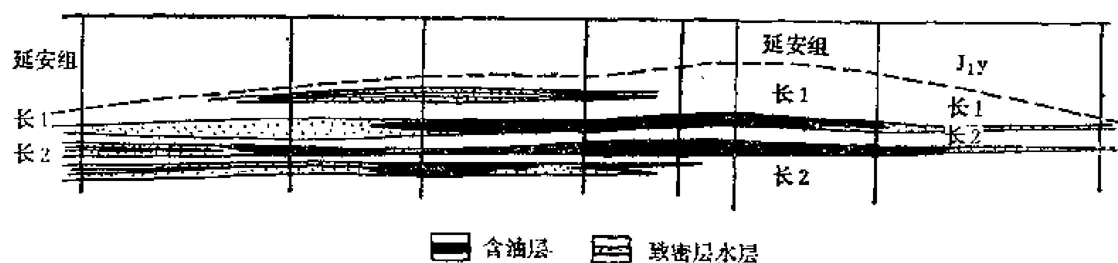


图3-7-35 陕北地区吴旗油田延长统油藏横剖面图
(据长庆油田)

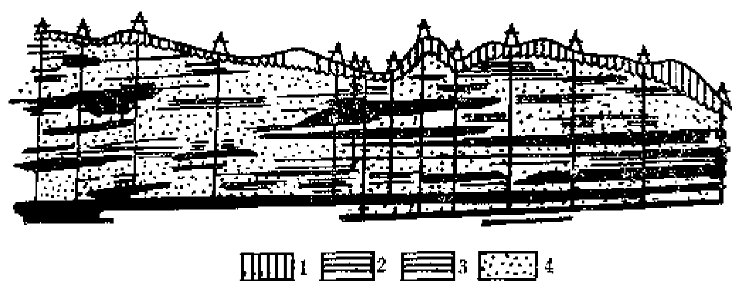


图3-7-36 陕北地区延长油田横剖面图(据长庆油田)
1—黄土；2—泥岩；3—油层；4—砂岩

古地形突起与古构造的关系是多种多样的。有时古地形突起与古构造隆起一致，形成所谓古正地形。这种古构造隆起，可以是背斜，也可以是单斜构造，这种古正地形突起形成的圈闭称潜伏剥蚀构造圈闭。有时古地形突起是形成于古构造凹陷处，即所谓古负地形；也有的古地形突起是在古块断隆起的基础上形成的，这时形成的圈闭称潜伏剥蚀突起圈闭。



图3-7-37　地层不整合遮挡圈闭示意图
(a)—为潜伏剥蚀突起圈闭；(b)—为潜伏剥蚀构造圈闭

组成古地形突起的岩石，可以是石灰岩、白云岩、砂岩、火山岩、岩浆岩及变质岩等。它们的共同特点是：经过长期的风化、剥蚀和地下水的循环作用后，都具有良好的储集性质，为油气储集创造了良好条件。

我国华北渤海湾油区广泛分布有地层不整合遮挡类型的油气藏。例如冀中拗陷的任丘油田就是属于潜伏剥蚀突起地层不整合遮挡油气藏，如图3-7-38所示。

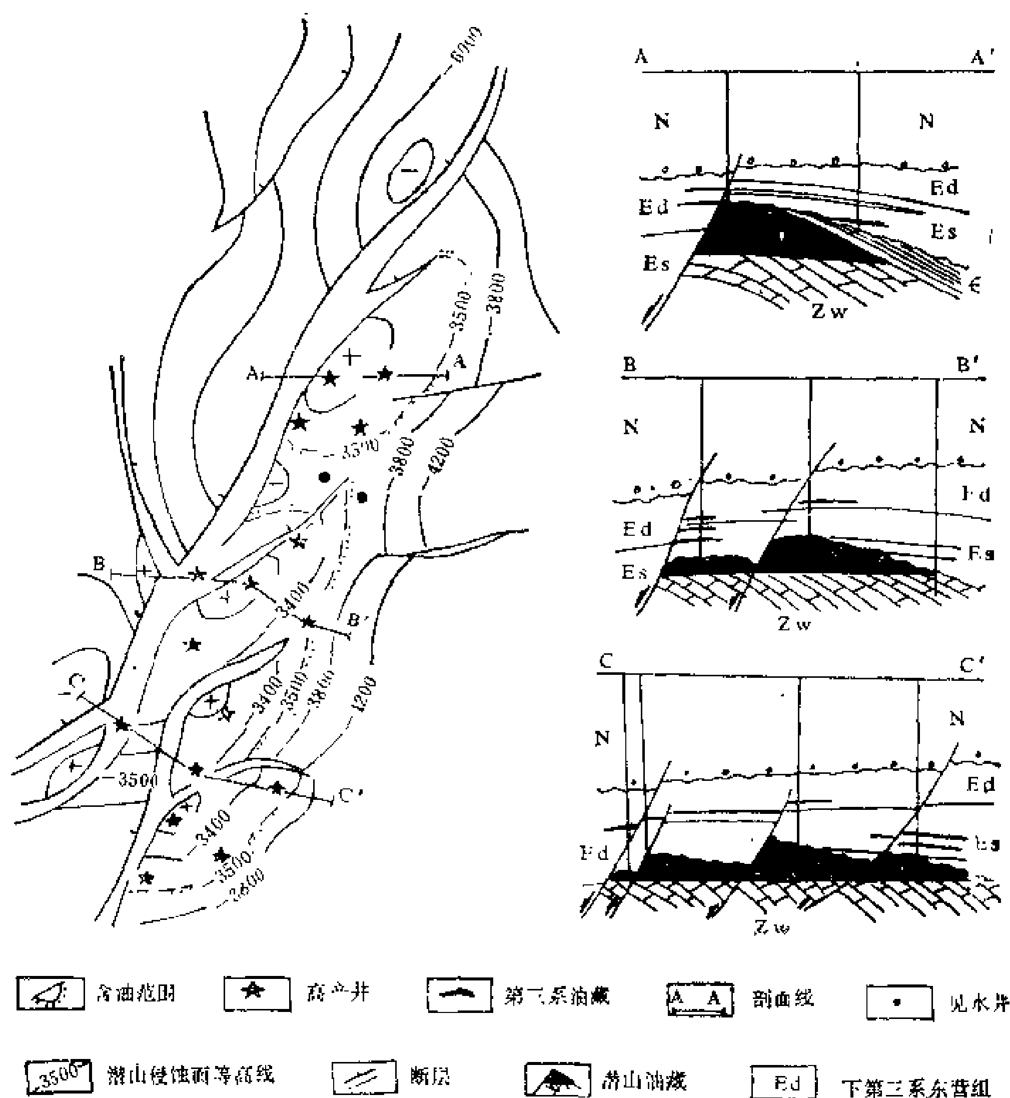


图3-7-38　冀中拗陷任丘油田构造图及横剖面图(据华北油田)

任丘油田是我国七十年代新发现的高产大油田之一，其形态是呈北30°东走向的狭长潜山带，西侧为一落差达3000米的断层崖。潜山带东北、东和南三个方向以13～20°的坡度向下倾没，由四个山头组成，每个山头均作北东走向，成雁行式排列。山头和山头之间有断层分割。潜山主体由中一晚元古界雾迷山组硅质白云岩组成，东北山头的斜坡上有寒武系和奥陶系地层依次分布。潜山地质结构为单斜或半背斜。北山头地层倾角22°，倾向76°；中山头地层倾角13°，倾向64°；南山头地层倾角7°，倾向74°。根据雾迷山组地层细分层对比绘出的构造图来看，实为一半背斜山，主断层从背斜轴部偏东的部位断开，所以半背斜形态不甚明显，油气聚集主要受剥蚀突起所控制。因此，我们把它归为潜伏剥蚀突起地层不整合遮挡类型的圈闭和油气藏。中—晚元古界、寒武系和奥陶系的碳酸盐岩地层，自上奥陶统至下第三系沉积以前，一直出露地表，长期遭到风化、剥蚀、溶解，以及历次地壳运动的作用，使得裂隙、孔洞都很发育，具备良好的储集性能；后来被下第三系巨厚的沙河街组泥质沉积所覆盖，成为良好的盖层，形成圈闭条件。下第三系沙河街组生油岩所生成的石油，沿不整合面运移，进入该圈闭中聚集起来，形成了高产大油田。

冀中拗陷八里庄油田的两个油藏也是属于潜伏剥蚀突起地层不整合遮挡油气藏，如图3-7-39所示。

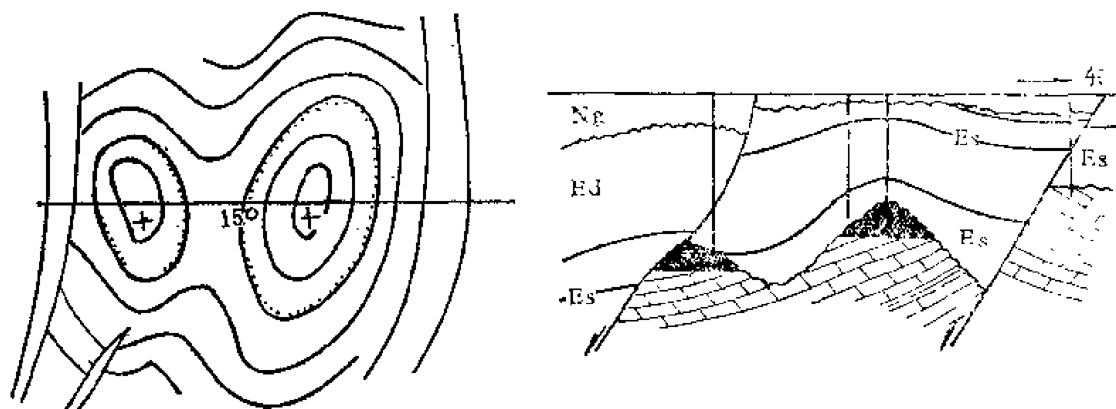


图3-7-39　冀中拗陷八里庄油田平面图及横剖面图（据华北油田）

该油田由两个小的古生界碳酸盐岩剥蚀突起所组成，它被下第三系沙河街组地层不整合覆盖，形成地层不整合遮挡类型的圈闭。附近凹陷区的下第三系沙河街组地层是主要的生油层，石油沿不整合面进入剥蚀突起储集体中，聚集起来，形成潜伏剥蚀突起地层不整合遮挡类型的油藏。

辽河拗陷兴隆台油气田的前震旦系油气藏，也属于潜伏剥蚀突起地层不整合遮挡油气藏。兴隆台前震旦系花岗岩剥蚀突起，几亿年来一直暴露在地表，经历了长期多次构造变动和风化剥蚀，形成了比较发育的裂缝系统，较厚的风化壳和坡积物；在局部地区又被下第三系沙河街组第四段中的基性火山岩所覆盖，火山岩本身也经历了一定程度的风化剥蚀。后来，又被下第三系沙河街组第三段厚层暗色泥岩所覆盖，形成圈闭条件，如图3-7-40所示。

下第三系沙河街组第三段暗色泥岩是很好的生油岩，在剥蚀突起的附近是沙河街组第三段有利生油区，油气沿不整合面进入前震旦系花岗岩及下第三系火山岩储集体中，聚集起来，就形成了兴隆台油田的潜伏剥蚀突起地层不整合遮挡类型油气藏。该油藏有气顶，含油气高度大，原油性质好，油层物性差，油层压力高。

渤海海域石臼坨油田（430）中生界火山岩油气藏也属潜伏剥蚀突起地层不整合遮挡油气藏，如图3-7-41所示。

石臼坨凸起位于塘沽以东200公里，秦皇岛以南100公里，海水深24米，是一个大型的潜伏剥蚀突起带，走向东西，南为渤中凹陷，北为秦南凹陷，是深达7000～10000米的深凹陷。由12个凸起山头组成。430东山头油气藏是中、上侏罗统火山岩组成的剥蚀突起，所钻渤中6井试油结果，获高产油流，属地层不整合遮挡类型的油气藏。

在我国的其它含油气盆地，也分布有这种类型的油气藏。如酒泉盆地鸭儿峡油田的志留系变质岩中的油气藏，新疆准噶尔盆地克拉玛依油田的变质岩中的油藏等，都是属于这种类型。

另外，在一些盆地的斜坡部位，由于侵蚀不整合造成遮挡，形成剥蚀单斜地层不整合遮挡油气藏。东营凹陷南斜坡金家庄油藏就属此类。金家庄油藏主要含油层系沙一段、沙二段，其上被馆陶组超覆不整合。由于馆陶组底部砂层发育，盖层条件较差，油藏一般水淡、油稠、产量低（图3-7-42）。

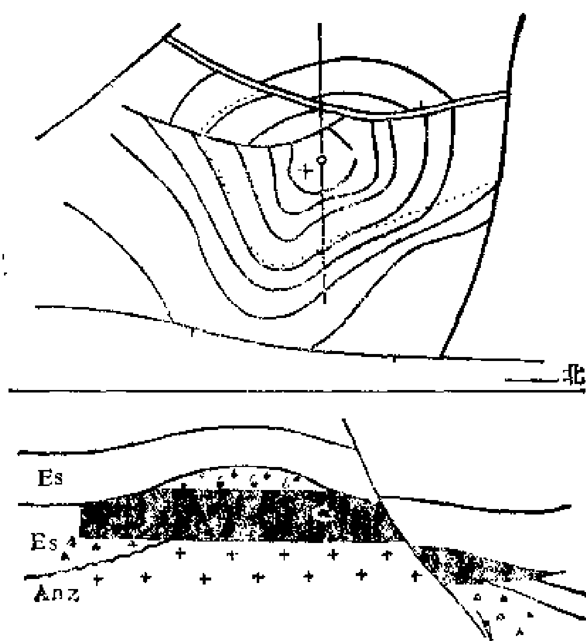


图3-7-40　辽河拗陷兴隆台油田前震旦系花岗岩及下第三系沙河街组第四段火山岩油气藏横剖面图（据辽河石油勘探局）

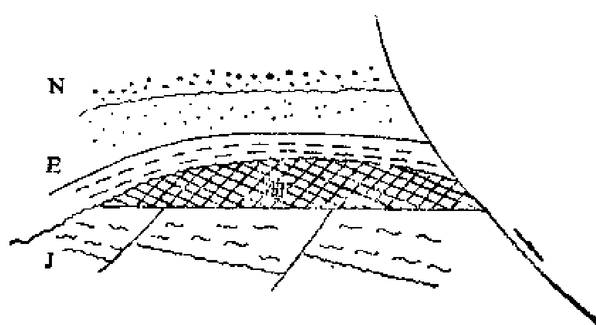


图3-7-41　石臼坨油田中生界火山岩油气藏剖面图（据海洋石油勘探局）

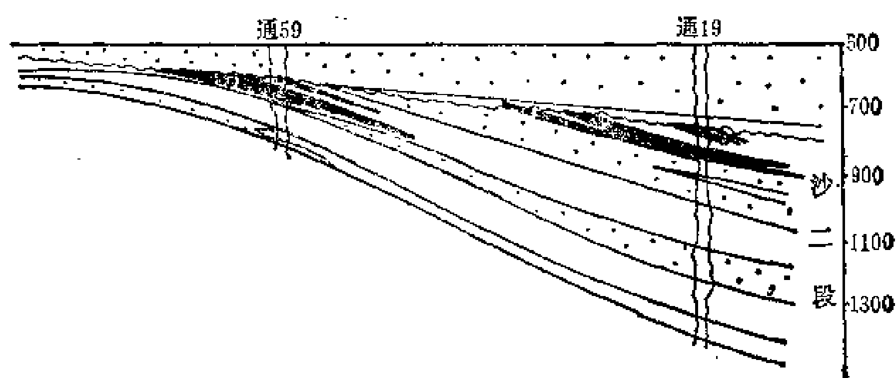


图3-7-42　东营凹陷金家庄油藏横剖面图（据胜利油田）

冀中宁晋隆起东坡，这里披挂着一套中—下奥陶统石灰岩，顶部为一区域性不整合面。不整合面上覆下第三系沙二、三段砂泥岩，东侧下第三系生油凹陷中的油气沿不整合面运移进入奥陶系石灰岩中，形成剥蚀单斜地层不整合遮挡油藏（图3-7-43）

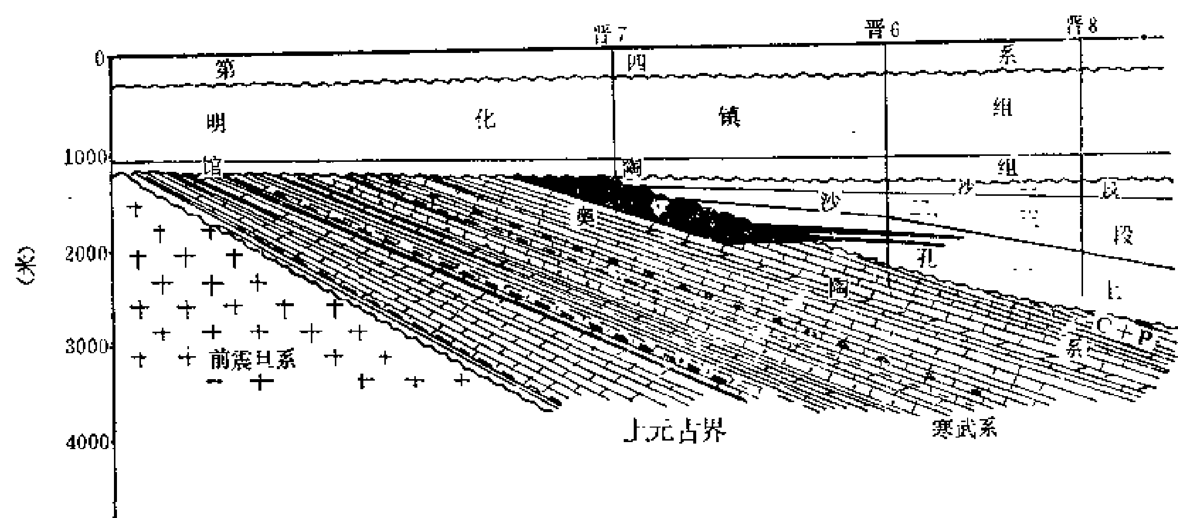


图3-7-43　冀中宁晋斜坡油藏横剖面图(据华北油田)

地层不整合遮挡油气藏在东部和西部都有分布。但是，根据目前已发现的这种类型油气藏的分布情况来看，分布在东部地区的较多。这可能是由于地壳升降运动比较频繁，沉积岩系之间沉积间断较多，容易在下伏构造层遭受风化剥蚀后，再度下沉被新沉积物所覆盖。特别是在一些裂谷区，基底隆起和基底断裂发育，容易形成一系列的剥蚀突起和剥蚀构造，当它们被上覆不渗透地层所覆盖时，就形成了良好的圈闭条件。当然，在西部的沉积盆地中，褶皱、断裂作用显著，特别是在盆地边缘，不整合现象普遍，同样会发育这种类型的圈闭条件。

地层不整合遮挡圈闭中聚集的油气，主要是来源于其上覆沉积的生油凹陷或侧翼的生油凹陷，它们的运移通道以不整合面或有关的断层为主。因此，地层不整合遮挡油气藏储集层的时代，常比生油岩的时代要老，即所谓“新生、古储”。当然也有例外的情况。随着地球物理勘探方法的日益发展，以及深井钻井技术的日益提高，发现地层不整合遮挡油气藏的数量愈来愈多。我国华南地台古生界及三叠系的碳酸盐岩地层广泛发育，华北地台中—晚元古界及古生界碳酸盐岩沉积也甚为发育，而且存在有长期的沉积间断和不整合接触关系，潜伏剥蚀突起广泛分布，寻找地层不整合遮挡类型的油气藏是有远景的。

3.地层超覆不整合油气藏。地壳的升降运动及其差异性，常可引起海水或湖水的进退。这种水体进退的结果，在地层剖面上就表现为“超覆”和“退覆”两种现象。地层超覆是指当水体渐进时，沉积范围逐渐扩大，较新沉积层覆盖了较老沉积层，并向陆地扩展，与更老的地层侵蚀面成不整合接触。从剖面上看，超覆表现为上覆层系中每一地层都相继延伸到下伏较老地层边缘之外，并且在同一柱状剖面中，由下向上沉积物愈来愈细。地层退覆是在水体渐退时发生的，较新沉积层的范围愈来愈小。在实际的地质环境里，单纯的水进岩系层位迁移和单纯的水退岩系层位迁移都是少见的，多数见到的是水进与水退交替出现。在剖面上表现为超覆不整合面与退覆削蚀面相交。岩石结构上则是由下向上颗粒由粗变细再变粗，构成一个完整的沉积旋回。由于地壳运动的方向、速度及幅度不断变化，海水或湖水的进退也

就变化多端，在地层剖面上反映出超覆与退覆的交替情况也多种多样。所有这些变化，都可以形成各式各样的地层圈闭。因此，在各沉积盆地中，详细分析地质历史上水陆变迁情况和各个地质时期的古地理状况，对寻找地层超覆不整合油气藏有着重要的实际意义。

在水体渐进时，水盆逐渐扩大，沿着沉积拗陷的边缘部分侵蚀面上，沉积了孔隙性砂岩，储集性质较好；随着水盆继续扩大，水体加深，在砂岩之上超覆沉积了泥岩，渗透性很差，其结果形成地层超覆不整合类型的圈闭，油气聚集其中就形成这种类型的油气藏。这种地层超覆不整合圈闭，都是在水陆交替的地带形成的，特别是在水进阶段，盆底是以稳定下降为主的，伴随轻微振荡，常与浅海陆棚或大而深的湖泊的还原环境有联系。因此，在砂岩层上下及向深处侧变为泥质沉积，往往富含有机质，是良好的生油层，同时又是良好的盖层。形成旋回式或侧变式生、储、盖组合。油气生成后，就近运移至地层超覆不整合圈闭中而聚集起来，形成地层超覆不整合油气藏。

我国青海柴达木盆地马海气田中的气藏即属地层超覆不整合类型的气藏，如图3-7-44所示。

马海气田位于柴达木盆地东北部马海一南八仙构造带上。在马海构造的西南翼，古新世、始新世、渐新世地层超覆沉积在元古界地层之上，形成地层超覆不整合圈闭及其气藏。气田的平面图为一单斜层，其区别在于超覆边界的另一侧无地层等厚线，即不存在这套地层。

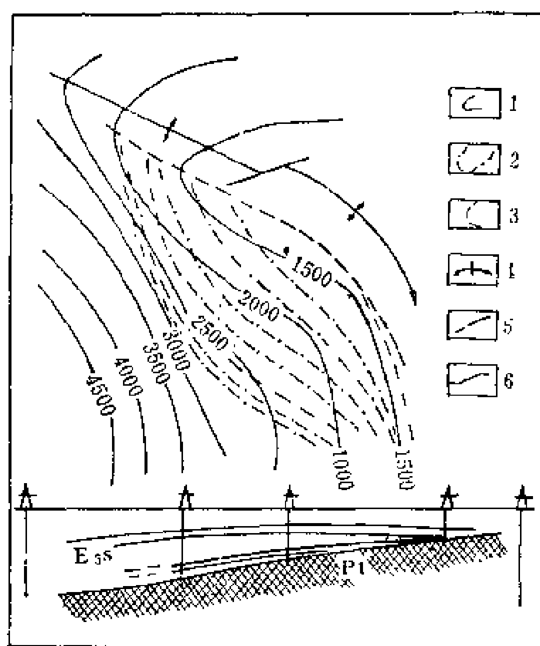


图3-7-44 青海柴达木盆地马海气田构造图及横剖面图(据青海石油管理局)
1—变质岩基底等深线；2—构造等高线；3—超覆边界；4—背斜轴线；5—气藏；6—断层

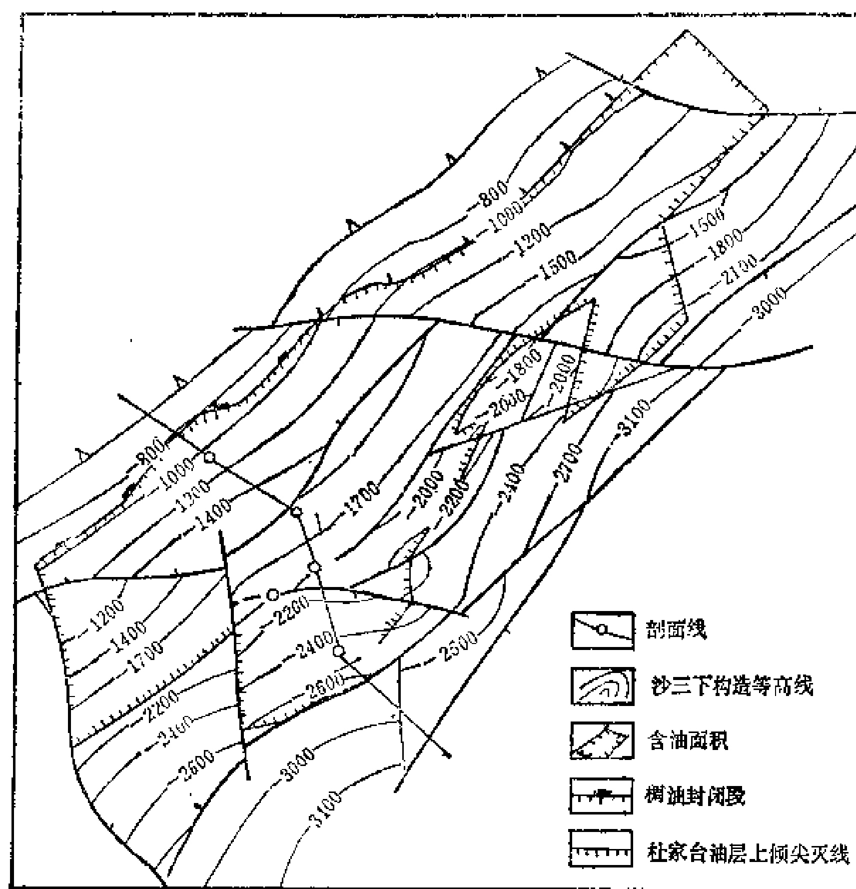
华北渤海湾油区辽河拗陷西部斜坡带的曙光油田杜家台层的油藏属地层超覆不整合油气藏，如图3-7-45所示。

曙光油田位于辽河拗陷的西斜坡，下第三系沙河街组第三段地层对下部地层表现为超覆，即此时是一次范围广泛的水侵。杜家台油层沉积时期是齐家三角洲砂体的组成部分，杜家台油层向上逐渐过渡为一套油页岩、钙质页岩、白云质灰岩和暗色泥岩沉积，其沉积范围大于杜家台油层的沉积范围，形成地层超覆不整合圈闭及其油气藏。

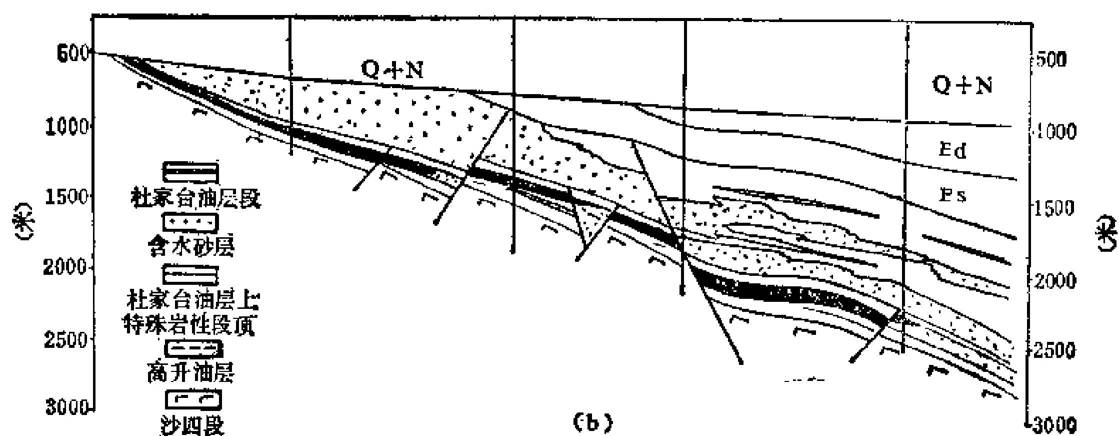
济阳拗陷东营凹陷中的滨县（滨108井）油藏属地层超覆不整合类型的油气藏。该油藏位于突起的斜坡上，下第三系沙河街组第四段地层超覆不整合沉积在前寒武纪变质岩的基底上，形成地层超覆不整合圈闭及其油气藏，如图3-7-46所示。

在我国其它一些含油气盆地也发现有地层超覆不整合油气藏，它们多分布在盆地边缘的斜坡位置，也常分布在一些隆起的斜坡上。

4.生物礁块油气藏。生物礁是指由珊瑚、层孔虫、苔藓虫、藻类、古杯类等造礁生物组成的，原地埋藏的碳酸盐岩建造。生物礁中除造礁生物外，尚参有海百合、有孔虫等喜礁生物。不同地质时代，有不同的造礁生物。生物礁块油气藏是指具有良好储集条件的生物礁块，被上覆不渗透岩层所覆盖而形成圈闭，油气聚集其中所形成的油气藏。由于从圈闭成因上分析，是上覆沉积的不渗透岩层覆盖的结果，因此把它例如地层油气藏大类中。



(a)



(b)

图3-7-45 辽河拗陷西坡曙光油田的构造图及横剖面图
（据辽河石油勘探局）

我国渤海湾油区济阳拗陷东营凹陷中滨南平方王地区下第三系纯化镇组油藏属生物礁块类型的油气藏，如图3-7-47所示。

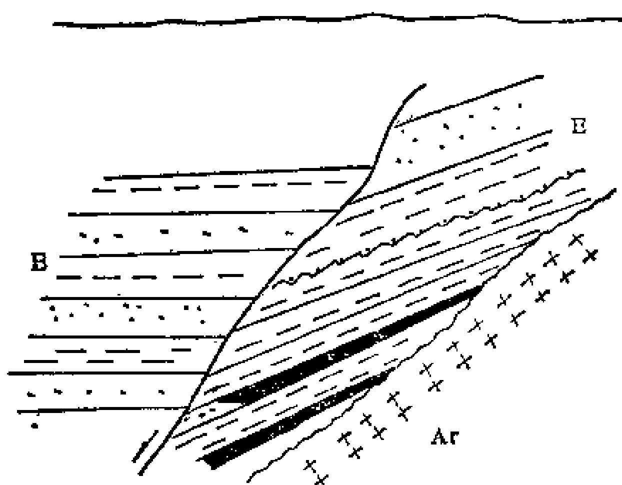
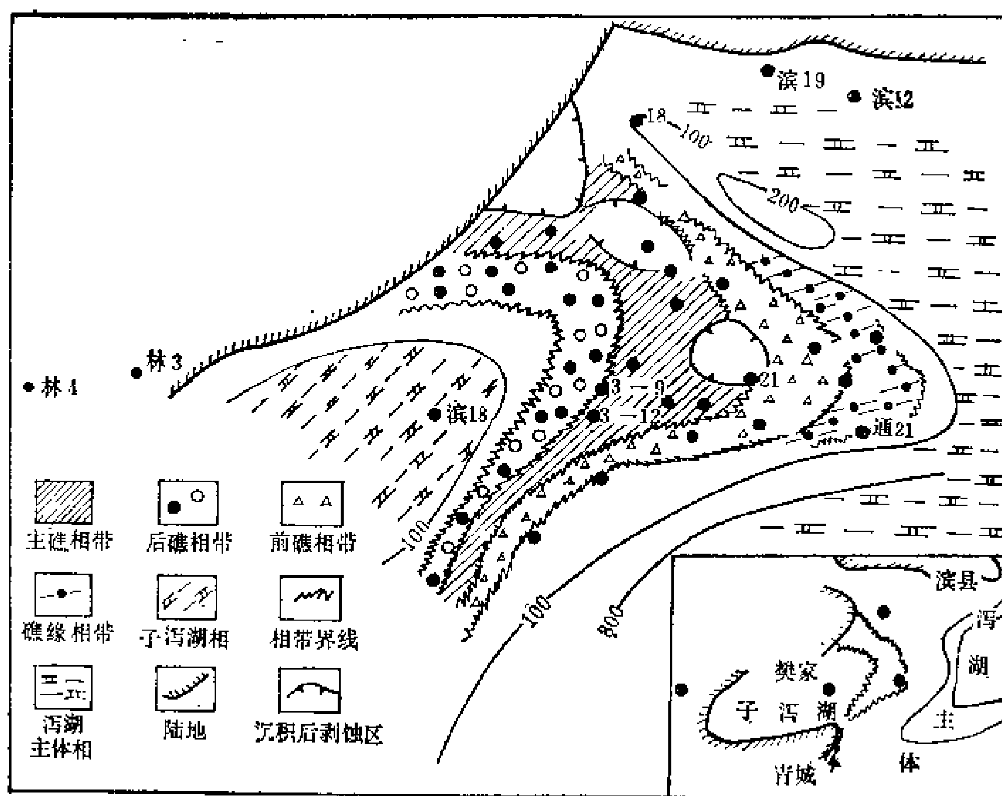


图3-7-46 东营凹陷滨县滨108井油藏横剖面图(据胜利油田)

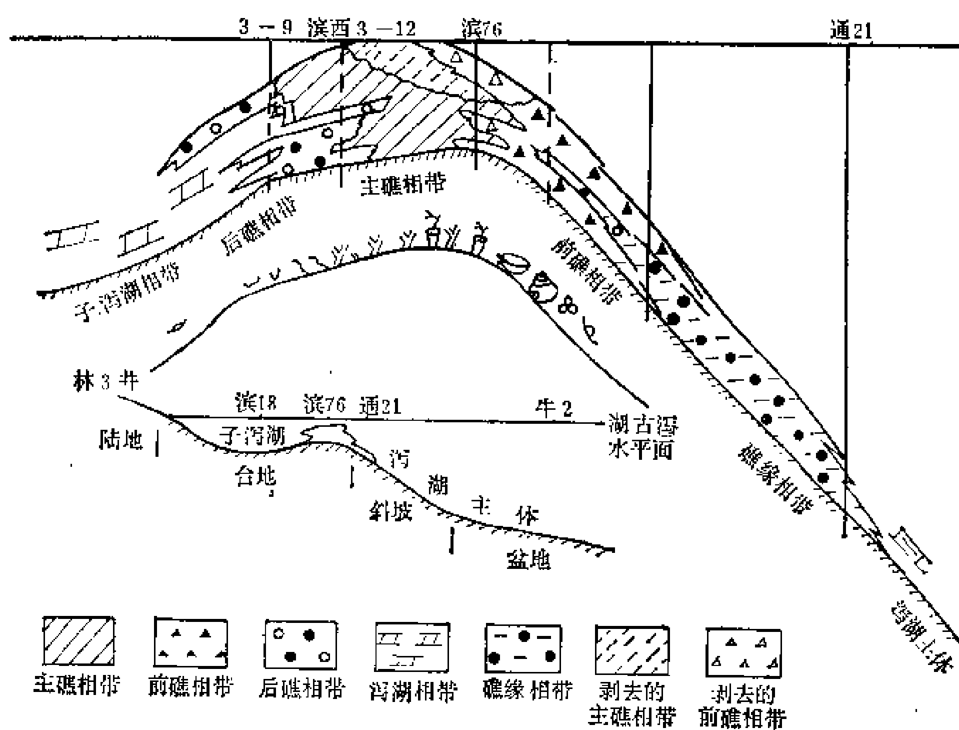
济阳拗陷滨南平方王油田生物礁块分布面积约100多平方公里，属滨海泻湖相生物礁灰岩，最大残余厚度达49.5米。地层时代为下第三系始新统纯化镇组。该油藏已有四口井日产油量达1000吨以上，是高产油气藏。现在已有大量资料说明该地区是海水侵入滨海盆地形成的泻湖环境。目前发现的主要造礁生物有两种：一种为绿藻，定名为中国枝管藻。细管直径一般为0.1～1毫米左右，群体呈丛状、树枝状、紧密共生；另一种主要造礁生物属环节动物门，多毛类、管栖目龙介虫科、龙介虫属，而现代龙介虫礁正好见于泻湖环境。此外，尚有中国软管藻、中国古刚毛藻、弯管虫等与其共生，表明它们已在适应泻湖环境上达到了统一。

造礁生物以复礁体为特征。所谓复礁体，就是随着时间推移，由许多小礁体以各自不同的相带，相互叠置而组成。其岩性极为复杂。平方王复礁体纵向上微相变化明显，类似的微相“重复”频繁，单礁体规模小。横向上岩性变化大，300米左右的井距，不能进行岩性划分对比，岩相具有明显的过渡性。整个岩体具有储集性能好的特点。

从总体来看，平方王复礁体是一个由杜店，经平方王到于家庄的孤形堤礁。西为礁后泻湖（子泻湖），东为广阔滨海泻湖主体。复礁体各相带及邻近相区特征为：A.主礁带。以龙介虫、中国枝管灰岩相为特征，典型岩石类型主要由中国枝管藻管体组成的藻白云岩，有时是富含介形虫和龙介虫管组成的虫管藻团粒白云岩。此外，还有富含藻的介形虫灰岩、白云岩。作为主要造礁生物的中国枝管藻细管之间可以形成骨架孔隙，填以介形虫及碎片，溶孔发育，连通性好。作为次要造礁生物的龙介虫虫管，直径4～6毫米，管壁厚1毫米左右，管内经常充填大量介形虫（南星介），因管壁由文石组成，很易溶解，有的仅保留管内充填物。该相带岩石多经白云岩化，反映沉积时可能有一侧盐度偏高。该带宽度是复礁体中最大的，一般4公里左右，岩石孔隙性可达38.5～42.5%，主要为骨架孔隙、体腔孔隙及次生溶孔。B.后礁带。以藻屑隐晶灰岩、白云岩相为特征，除代表性岩石藻屑白云岩外，还有介形虫白云岩，含生物碎屑白云岩。该带处于主礁体靠近子泻湖一侧，分布范围较为狭窄，一般2公里左右。孔隙度随颗粒含量高低而变化，一般在7～20%之间。C.前礁带。以角砾状隐晶灰岩为其特征。主要为角砾状灰岩、生物内碎屑灰岩，岩石中颗粒含量在70%以上。颗粒类型多，主要为各种钙质内碎屑，偶见厚几厘米的泥岩夹层。生物总量向上增多，一般20～40%。该带处于主礁向盆地主体一侧陡峭斜坡带的上部，宽度几乎与主礁带相等。该带孔隙度可达10～15%，主要为粒间溶孔及粒内孔隙。前礁与盆地之间存在一个过渡带，可称之为礁缘相，可以看作是前礁带向盆地的延伸。D.子泻湖相。以薄壳介形虫纹层白云岩为代表，所谓子泻湖是指在总的泻湖环境中，分割出来的更加封闭的水域，此处为礁后泻湖。主要岩石类型为隐晶碳酸盐岩，含泥质微晶灰岩，白云岩、铁白云岩、泥灰岩等。生物数量



(a)



(b)

图3-7-47 济阳拗陷滨南平方王油田生物礁块油藏平面图及剖面图（据胜利油田）

少，种类单调，一般小于5％。说明其环境是不宜生物生长的滞流环境。E．盆地主体相。以灰质泥岩特别发育为特征。位于礁缘带以外、凹陷主体部位。该带与子泻湖一样，都已不是礁的范围了。

综上所述可看出：平方王地区的礁体是一个不对称的复式堤礁。主礁带、前礁带宽度相当。后礁带狭窄，水介质东淡西咸。这说明虽是泻湖，礁体前后水文状况和介质条件还是差异显著。东边水域广阔，水体活跃，盐度相对较低，宜于生物生长，西边恰好相反。以主礁带储集性能最好，前礁带、后礁带稍差。这是因为除了礁灰岩本身的特性外，礁体形成期间的小间断也为早期淋滤提供了很好的条件，特别是始新世纯化镇组末期的剥蚀，不但削去了堤礁的顶部，致使主礁带厚度不全，且为纯化镇组次生孔隙的发育，创造了极为有利的条件。

湖北建南生物礁气藏属川东断褶带石柱复向斜内的建南构造北高点。生物礁发育于上二叠统长兴组中段（长二段）．礁体高156米，面积约15平方公里，造礁生物以海绵、层孔虫、苔藓虫、蓝绿藻为主，属障积—粘结型生物礁，成群分布于川东、鄂西开阔台相区边缘。礁灰岩色浅质纯，礁相区为灰—浅灰色，酸不溶物平均4％左右，非礁相区岩石颜色为深灰—黑灰色，酸不溶物平均为16～17％。

建南长兴组生物礁的演化可分为四个阶段（图3-7-48）。成礁初期（早深滩期），厚22～28米。生物多为碎屑并具定向性，平均生物含量高达54％，但造礁生物少，仅占11.5％。生物门类以水螅、棘皮、软体较多，次为绿藻、有孔虫及海绵。

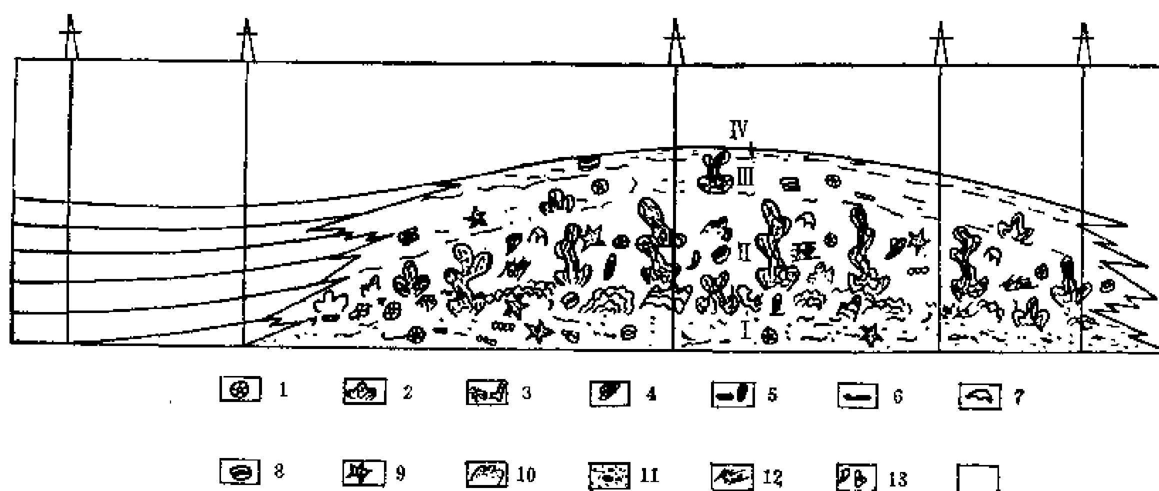


图3-7-48　沿构造轴线礁剖面示意图（据江汉石油管理局）
Ⅰ—成礁初期；Ⅱ—主要成礁期；Ⅲ—断续成礁期；Ⅳ—礁衰亡期
1—藻类；2—海绵；3—叠层石；4—珊瑚；5—有孔虫；6—海百合茎；7—水螅；8—筵；9—棘皮；10—层孔虫；11—生物碎屑；12—苔藓虫；13—腹、腕、瓣、介

主要礁生长期：厚84～87米。此期沉积物中的生物：下部以蓝绿藻为主，海绵次之，蓝绿藻常包覆海绵生长形成粘结岩；上部则以树枝状、块状的海绵、层孔虫、苔藓虫占优势。岩石中平均生物含量43～49％。其中造礁生物34～36％，占生物总数的75～80％，组成骨架岩或粘结骨架岩。由于造礁生物的大量繁殖，快速生长，使得沉积速度与沉降速度十分接近，形成了时而暴露时而沉积的极浅水环境，因而在生物灰岩中夹有数层溶孔云岩。云岩具残余生物结构。

断续成礁期：厚度32～37米。此期海水相对较深，其中造礁生物13%占总数的36%，泥晶基质含量增多，形成障积岩。

礁衰亡期：厚度7.5～20米。随着海水不断加深，不再适于造礁生物的生长，岩石中生物以绿藻、有孔虫为主，其总量减少为22%，礁体最终消失，进入长兴组长三段盆地相沉积。

建南气藏圈闭类型为礁灰岩岩性圈闭，气水分布受构造因素的控制。在构造高部位产气，不产水；构造低部位产水。礁灰岩的结构构造是不均匀的，它具有孔、洞、缝多种储渗空间。据岩芯薄片观察，其孔隙类型有：骨架孔、体腔孔、藻架孔、铸模孔、粒间孔、粒内孔、溶蚀孔及晶洞、裂缝孔隙。作为主要储集空间的溶蚀孔和晶间孔发育于细—中晶白云岩中，孔隙度最高可达14.6%，平均为3.89%。并发育大量的裂缝将各种孔、洞连通起来，形成良好的渗滤系统。主要产层为次生白云岩。白云化程度高达80%以上时，孔隙度急剧升高，成为主要的产气层段（图3-7-49、50）。

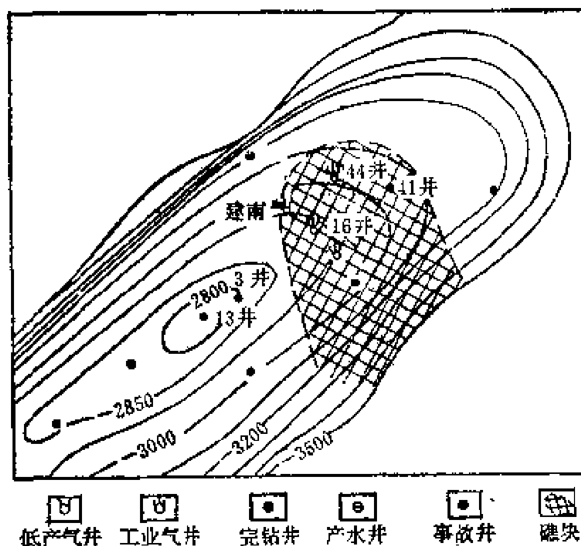


图3-7-49　建南气田北高点长二段生物礁分布示意图（据江汉石油管理局）

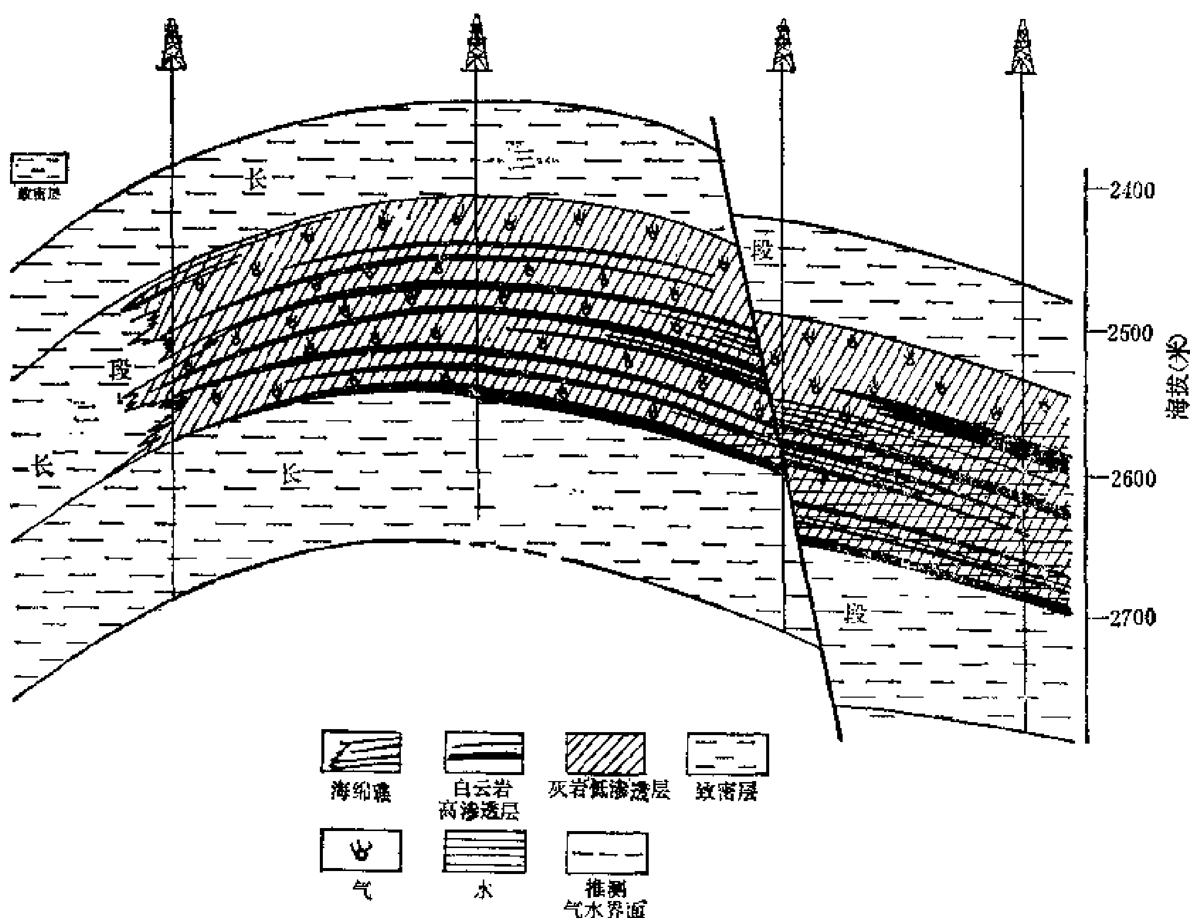


图3-7-50　建南气田长二段气藏横剖面图（据江汉石油管理局）

我国其它地区一般尚未发现典型的生物礁块油气藏。在一个地区内，第一个生物礁块油气藏的发现常带有一定的偶然性，因为它不像寻找构造圈闭那样容易。但是，在一个曾找到生物礁块油气藏的地区，一般总可以找到另外的生物礁块，因为生物礁块很少是孤立的一个，它们常是成群成带的分布，而且常是沿古海岸线分布。这是在寻找生物礁块油气藏时很值得注意的。

生物礁块油气藏目前在我国虽然发现得还比较少，但是从含油气远景看，在云南、广西，贵州、四川等地区的古生界，特别是在南海海域和其它古海岸线分布地区的中、新生界地层中，是油气勘探当中很值得重视的一种油气藏类型。

综上所述可以看出，我国目前已发现的油气藏类型是很丰富的。构造油气藏大类中的五种背斜油气藏及五种断层油气藏，在我国都有大量发现，而且是我国目前最重要的两大类型油气藏，它们的数量最多，目前占我国石油产量和储量的比例也最大。地层油气藏大类中的潜伏剥蚀突起地层不整合遮挡油气藏（潜山油气藏）在我国也已有较多发现，它们在我国目前石油产量和储量中也占重要地位；原生砂岩体地层油气藏和地层超覆不整合油气藏目前在我国也有较多发现，但其规模还不大；裂缝性气藏是我国目前已发现的气藏的主要类型，其储量和产量都占我国目前天然气储量和产量的绝大部分。其它几种我国目前尚未发现或很少发现的油气藏类型，随着石油和天然气勘探工作的进一步展开，石油地质研究工作的逐步深入，也必将不断有所发现。

第四篇　中国含油气盆地及油气分布规律

第八章　中国含油气盆地的成因类型及构造特征

沉积盆地是指在漫长的地质历史期间，地壳表面曾经不断沉降，接受沉积的洼陷区域。沉积盆地的形成是剥蚀和沉积的对立统一。地壳运动使蚀源区不断上升，为沉积洼陷区提供了大量物源；而地壳的沉降区则为接受沉积创造了条件。因此，沉积盆地是地壳运动的必然产物。

沉积盆地大小不等，形态各异，面积从几十平方公里到上百万平方公里。这些沉积盆地由于沉积发育历史长短不一，导致沉积物厚度相差悬殊。一般盆地内都汇集了江、河、湖、海等水体中生长的各种生物遗体，由于有机物质的富集程度不同，生油层系的发育程度也就存在着差异。对油气资源勘探而言，研究这些沉积盆地无疑有着重要的意义。

关于含油气盆地的概念，从中外学者的研究成果来看，必须具备下述几个条件：首先必须是一个沉积盆地；其次，在漫长的地质历史时期中，曾经不断沉降接受沉积，具备油气生成和聚集的有利条件；第三、有工业性油气田。所以，凡是地壳上具有统一的地质发展历史，发育着良好的生、储、盖组合及圈闭，并已发现油气田的沉积盆地，统称为含油气盆地。因此，可将含油气盆地视为油气生成、运移、聚集的基本地质单元。但并不等于含油气盆地每一个地区都有工业性油气田。例如在某一盆地沉降最深、沉积最厚的地区进行勘探，未能获得良好的效果，而在斜坡部位却有工业性油气聚集。在另外一个盆地内斜坡地区进行勘探未获得成果，但在深凹陷中却获得了可喜的成绩。产生上述情况的原因，主要是含油气盆地地质构造的性质、沉积物发育和分布规律等不同所造成的。因此，研究含油气盆地的类型和演化历史就显得相当重要了。

第一节　含油气盆地分类

前已述及，含油气盆地是油气生成、运移、聚集的基本地质单元。不同构造性质的盆地具有不同的含油气条件。因此，对于含油气盆地类型及演变历史的研究，历来都是石油地质工作者的重要任务。

一、含油气盆地类型

关于含油气盆地的类型，以往研究较多，不同的立论观点可以得出不同的分类方案。五十年代我国传统的分类，是按槽台学说划分的。这种含油气盆地分类影响深远，而且差不多沿用至今。槽台学说关于含油气盆地分类的立论依据，主要考虑了区域构造性质和沉积发育特征，其分类如表4-8-1。

其它分类方案尚有：按形成沉积盆地的动力性质分类，如拉张盆地、挤压盆地、张剪性

表4-8-1　**槽台学说含油气盆地分类表**

区域构造性质 \ 沉积发育特征				单旋回生油层系组合	多旋回生油层系组合
单一型含油气盆地	地台内部拗陷	台向斜			四川、松辽 鄂尔多斯
		断陷	单断拗陷		济阳、冀中、黄骅
			双断拗陷（地堑）		下辽河
	山前拗陷			酒泉	
	山间拗陷			吐鲁番、民和、伦坡拉	
复合型含油气盆地	山前拗陷—地台边缘斜坡				台湾、东南沿海大陆架
	山前拗陷—中间地块				塔里木、准噶尔 柴达木

或压剪性盆地等。另外也有按盆地的几何形态或沉积建造组合等分类的方案。

虽然上述各种分类各有立论依据，但多限于地球表层的构造格局，未将地球表层——岩石圈（或构造圈）的形成和演化与地球整体的演化联系起来。因为引起地壳运动和地壳形变的原因在于地球内部的物质运动，也就是说壳、幔物质运动是形成含油气盆地的根本原因。

自六十年代板块构造学说盛行以来，用板块构造理论对油气的生成、运移、聚集进行了探讨，提出了关于含油气盆地分类的新方案，这对油气资源勘探而言具有重要的意义。例如近年来西非、南美、澳大利亚、北海等油气田的发现，更进一步证明板块构造理论具有强大的生命力。关于用板块构造理论来进行含油气盆地分类，首先是美国学者哈尔鲍特和克莱米（M.T.Halbouty and H.D.Klemme, 1970）以地壳性质为基础，根据大洋地壳和大陆地壳的相互关系，在板块构造概念下进行的分类。以后出现了贝利（A.W.Bally, 1975）和迪金逊（W.R.Dickinson, 1977）等人的分类，明确分为扩张大陆边缘的、裂谷的或聚敛边缘的含油气盆地。

我国地质学家朱夏认为中国中、新生代含油气盆地与板块构造体制有关，古生代属槽台体制。他认为："在中国，控制盆地发展的构造体制在印支（或晚海西）运动以前和以后是属于两个不同的范畴"。"自晚元古代至早三叠世的盆地，应考虑另一种构造体制。中国大部分地槽，包括昆仑、祁连和秦岭，看来都是古中国地台（黄汲清等）分裂的创痕。中国地台的解体和重新结合的手风琴式活动曾在从震旦纪到三叠纪期间反复发生，造成了地槽带多旋回发育。在这些地槽带内的某些地方据报道有蛇绿岩、蓝片岩及混杂岩的存在，但是它们是否真正代表古洋壳以及潜没作用的产物还很可怀疑。即使对于塔里木地台和华北地台北面宽广得多的中亚地槽来说，卓宁萨因认为复原了的古洋盆只能同现今的边缘海或内陆海相比拟。这种海底扩张，虽然可以是大洋性的，但毕竟不同于真正的大洋。因此，上述古生代超

壳深沟的张开与闭合应该用另一种不同于洋底扩张和潜没作用的机制来解释”。因而朱夏指出：“中国晚元古代—古生代（包括部分三叠纪）盆地，亦就是分为地台内部、地台边缘、拗拉谷（或断陷）等类型”。由此他引出了两种不同体制叠加盆地的概念。他说：“我国西部、中部、东部的盆地，在构造型式上有很大的差别。象在与周围古老构造格局关系上，我国西部盆地，显然与外围协调一致。而东部盆地则与外围构造不协调，在不少地方，似乎是前者对后者的横跨。中间的四川和鄂尔多斯，介于东西部之间，在内部与外围的关系上是半符合与半不符合”。

张恺、罗志立等根据元古代以来中国地质构造的演化特点，吸取了国内外关于盆地分类的优点，以成因机制为主，按板块活动性质将中国含油气盆地划分为两大成因类型：第一类为收敛型，包括板块之间俯冲消减作用和大陆碰撞作用所产生的含油气盆地。压、张配套的弧后裂谷盆地也列入此种类型。第二类为扩张型，包括大陆裂谷各阶段大陆漂移及由于海底扩张活动所产生的含油气盆地。这两种基本类型中共划分廿二种盆地类型。

另外，阎敦实(1975)、赵重远(1978)、陈发景(1980)等也从板块构造观点出发，并结合中国的实际，提出划分我国含油气盆地的方案①。

赵重远认为：“板块学说或称全球构造学说是以中、新生代地壳发展历史和运动模式为基础建立起来的。如果它所阐明的是地壳发展和运动的固有规律的话，应该相信板块运动它不但重建中生代以来的地壳发展史是可信的，而且重建中生代以前地壳发展史也是可行的”。赵重远在研究中国地质构造时指出：“在相邻两板块的侧缘，因为二者间的反向平移，在板块边缘常可产生扭性盆地。即在中生代太平洋板块向北运动，欧亚板块相对向南运动时在亚洲东部产生的一系列拗陷和隆起带。由拗陷构成的含油气盆地，对这种盆地可称之为中国型”。他根据板块构造的发展历史及其不同部位的力学机制与含油气盆地成因上的联系，将含油气盆地分作五大类型：

Ⅰ　北美—俄罗斯型克拉通内部盆地（古陆的简单沉没）。

$Ⅱ_A$　特提斯型板块前缘盆地（压性）

$Ⅱ_B$　亚太型板块前缘盆地（压、张配套）

Ⅲ　大西洋型板块后缘盆地（张性）

Ⅳ　中国型板块侧缘盆地（扭性）

陈发景等从中国中、新生代盆地沉降的原因出发，根据动力学背景将我国大陆上东、西部盆地归为两大类型盆地。

一类是克拉通内“裂谷”型盆地，中国大陆东部盆地属于这一类。按照它们下降的形式又分为拗陷型和断陷型盆地。他们认为中生代盆地多属拗陷型，盆地结束时有挤压作用。新生代含油气盆地多属断陷型，应力场以拉张作用为主。

另一类型是与造山带有关的前陆盆地，属造山型盆地，亦称为造山后盆地，中国西部盆地属于这一类。它们沿造山带靠山脉一侧分布，应力场以挤压作用为主。

综合上述，各种含油气盆地分类方案，不难看出各自都有许多精辟的论点。这些分类都为讨论含油气盆地类型奠定了良好的基础。我们认为含油气盆地分类一方面要采用新的理论、新的观点；另一方面还要结合中国实际，简单明瞭，使用方便，从而为发现更多的油气资源

①阎敦实：“中国东部中、新生代构造骨架纲要”，1975。
赵重远：“板块构造与含油气盆地”，1978。
陈发景、吴振明：“从盆地的形成和演化谈我国东西部中新生代含油气盆地的地质构造的异同”，1980。

服务。

根据中国板块的演化历史，结合板块构造活动性质，以成因机制为主，将我国含油气盆地分成如下类型。

Ⅰ 克拉通型

$Ⅰ_1$ 克拉通多旋回盆地

这类盆地是由前震旦系结晶岩或变质岩组成基底，在板块演化过程中十分稳定，古生代海相稳定型沉积为第一旋回，晚古生代或中生代早期为海相或过渡相沉积为第二旋回，中生代以后的陆相沉积为第三旋回。这三个旋回之间无强烈的构造变动，而只有明显的沉积间断，长期处于稳定环境之中。四川、鄂尔多斯盆地属于此类。

Ⅱ 裂谷型

这类盆地主要是由于地幔上隆，地壳减薄而发生沉降。也可能是在沉降之前，高温热流使地壳隆起，后来随着高温岩石圈热力的衰减而使地壳发生沉降。最后，随着沉积物质负荷的增加，沉降得到进一步加强。显然，这类盆地的形成与板块运动的扩张作用有关。根据盆地所处的位置，可分为三种类型。

$Ⅱ_1$ 大陆裂谷盆地

位于陆块之上，由于中、新生代库拉一太平洋板块俯冲引起地幔上隆，地壳减薄而发生裂陷沉降的盆地。如渤海湾、江汉、苏北一南黄海等盆地。

$Ⅱ_2$ 弧后裂谷盆地

位于火山弧或陆缘岩浆弧后缘，因深部地幔物质上拱或深部物质的热力作用，使地壳发生裂陷沉降的盆地，如松辽盆地、东海西部盆地（早第三纪）、珠江口盆地。

$Ⅱ_3$ 弧间盆地

早期的陆缘岩浆弧或火山岛弧，因深部扩张而解体，早期的岩浆弧成为不活动的残留弧，向外有一部分弧处于海沟旁继续活动而形成新岩浆弧。在两弧之间由于扩张，地壳沉降而形成盆地，如东海东部盆地（即冲绳海槽）。

Ⅲ 造山型

这类盆地多沿陆缘岩浆弧或造山带一侧分布，应力场以挤压作用为主，盆地的形成与聚敛型板块运动有关。

$Ⅲ_1$ 弧后盆地

由于聚敛型大陆边缘与海洋板块相互作用影响下，火山弧或陆缘岩浆弧不断上升，而位于其后的陆壳不断下沉的情况下，形成的沉积盆地，如塔里木盆地（晚古生代）。

$Ⅲ_2$ 碰撞山前盆地

由于板块俯冲或大陆碰撞而形成造山带。造山带地壳增厚，相邻的稳定区地壳减薄，从而使岩石圈挠曲而发生沉降，盆地边缘的冲断带造成的构造负荷和下降形成的沉积负荷也进一步加大了这种沉降，从而形成了盆地，如准噶尔、酒泉等盆地。

$Ⅲ_3$ 碰撞山间盆地

由于新的板块边缘发生新的俯冲挤压作用，或大陆碰撞作用，使褶皱山系复活，在造山带内产生断陷，如柴达木、吐鲁番、伦坡拉等盆地。

以上七种原型盆地是中国含油气盆地的基本类型。但由于中国板块的多次活动，演化极为复杂，盆地往往是多种因素造成的，形成多种盆地类型的复合（表4-8-2）。

二、各类含油气盆地特征

表1-8-2 **中国主要沉积盆地分类表**

含油气大区	盆地名称	盆地原型				盆地复合名称
		海西期	印支期	燕山期	喜山期	
东部含油气大区	松辽			II_2	II	弧后裂谷盆地
	渤海湾			II_1	II_1	大陆裂谷盆地
	苏北—南黄海		II_2	II_1	II_1	大陆裂谷盆地
	江汉			II_1	II_1	大陆裂谷盆地
	东海西部				II_2	弧后裂谷盆地
	东海东部				II_1	弧间盆地
	珠江口			II_2	II_2	弧后裂谷盆地
	北部湾			II_1	II_1	大陆裂谷盆地
	莺歌海				II_2	弧后裂谷盆地
	南襄				II_1	大陆裂谷盆地
中部含油气大区	四川		I_1	I_1		克拉通多旋回盆地
	鄂尔多斯		I_1	I_1		克拉通多旋回盆地
	楚雄		III_1	I_1		克拉通多旋回盆地
西部含油气大区	准噶尔		III_2	III_2	III_2	碰撞山前盆地
	塔里木	III_1	III_2	III_2	III_2	碰撞山前盆地
	吐鲁番		III_3	III_3	III_3	碰撞山间盆地
	酒泉	III_1	III_2	III_2	III_2	碰撞山前盆地
	柴达木	III_1	III_3	III_3	III_3	碰撞山间盆地
	库木库里			III_3	III_3	碰撞山间盆地
	伦坡拉				III_3	碰撞山间盆地

1.克拉通多旋回盆地

这类盆地古生代、中生代、新生代均无强烈的构造活动，含油层系多是其重要的特征。盆地中一般有稳定的结晶基底，西部边缘接近地槽活动带，因而油气藏类型也不相同。盆地中心多为岩性油气藏，边缘为背斜油气藏。虽然这类盆地地温梯度比较低（四川一般为2.3℃/100米，鄂尔多斯为2.15℃/100米），但古生代岩石时代老，油气成熟度比较高，例如四川盆地以气藏为主。盆地内石炭-二叠系、三叠系和侏罗系普遍发育煤系地层，加之无块断裂陷活动，对煤成气的形成有利，更增添了丰富的天然气资源。

2.大陆裂谷盆地

位于结晶基底之上，地幔上拱，地壳变薄，张性变形显著，以正断层及掀斜断块构造发育为其主要特征。玄武岩、安山岩类沿断裂带分布，地温梯度一般为3.1～3.9℃/100米，热流值较高。这类盆地中期沉积速度快，地层厚度大，后期沉积速度减小，地层相应变薄，与造山型盆地恰恰相反。生油层以新生界下第三系为主，虽然层系不多，但沉积岩厚度大，生油岩体积大，在高地温条件下，使有机物质充分转化，形成丰富的油源。由于块断裂陷作用的影响，凹陷受正断层控制，因此凹陷边缘坡度较陡，洪水泛滥时易于形成浊流性质的水下

扇，成为良好的储油层。另外重力构造作用显著，形成与此有关的构造圈闭。大陆裂谷盆地内油气藏类型较多，除构造油气藏外，地层油气藏也是重要的类型，尤其是与剥蚀突起有关的潜山油气藏更为显著。

3.弧后裂谷盆地

这类盆地受两种动力控制。一是受地幔物质的热动力所影响，另外也受俯冲消减带的挤压作用和陆缘岩浆弧的热力作用。所以这类盆地既有张性又有压性的特点，又有双重的热动力条件。因此，具备了双重热力作用，从而形成埋藏浅的大型油气田。

4.弧间盆地

地堑型深海槽，地壳薄，热流值高，火山活动频繁，有无勘探价值尚待探讨。

5.弧后盆地

发育于岩浆弧后缘的陆壳基底之上，盆地始终与岩浆弧和冲断带平行。盆地呈不对称状，靠近造山带为冲断带，岩石圈发生挠曲，沉陷较深，有河流-三角洲沉积组合和浅海相沉积，物源多来自岩浆弧。在盆地缓翼构造抬升，地层超覆。盆地造山带一侧为背斜油气藏，缓翼出现构造及地层油气藏。

6.碰撞山前盆地

位于造山带后缘，早期具有弧后盆地的特 。由于造山带多次活动，山前多次沉降，形成不同时代的生油凹陷，因此具有生油层系多的特点。盆地发育早期沉积厚度相对较薄，后期出现巨厚的红色磨拉石建造。盆地构造特征与弧后盆地相同，亦为不对称状，造山带前冲断裂带更为发育，盆地缓翼构造平缓，地层尖灭超覆。油气藏类型和分布与弧后盆地相似。

7.碰撞山间盆地

盆地周边被冲断带所限，亦具有多层生油岩系，盆地褶皱形变普遍，断裂也较发育，但多为压性结构，盆地发育后期在造山带边缘亦有磨拉石建造分布。油气藏类型以构造油气藏为主，地层油气藏也有发现。

以上各类盆地都有不同的特征。但实际上，同一岩石圈某个部分在一段时间内它可以位于张性应力作用区，在另一时期又可以转变为压应力作用。因此，不同类型的盆地可以彼此重叠起来，使其应力性质发生转化，沉积和构造特征亦随之发生变化，油气分布规律也就明显不同。

第二节　含油气盆地的构造特征

前已述及，含油气盆地是地壳中的一种洼陷构造，它的形成与地壳运动密切相关。但就其盆地内部结构而言，无论基岩或沉积盖层并不是一个简单的凹面或平面，而是受基岩构造的起伏，将盆地分隔成彼此不大连通的次一级洼陷；而且盖层也经常发生变形，形成背斜和向斜，并受到不同规模断裂的破坏。因此含油气盆地内部也具有一定的构造特征。

六十年代初我国石油地质工作者，对含油气盆地的构造特征进行过系统的总结，把盆地内部的构造单元分为三级（表4-8-3）。

一级构造主要根据盆地内的基岩起伏分为隆起、拗陷、斜坡。隆起是指盆地内基岩埋藏较浅，沉积岩较薄的区域，如四川的乐山—龙女寺隆起，华北的沧县隆起、埕宁隆起等。拗陷是盆地内沉降最深、沉积岩发育较厚保存齐全的区域，如准噶尔盆地的乌鲁木齐拗陷，柴达木盆地的茫崖拗陷，华北平原的冀中、济阳拗陷等。这些区域是生油最有利的油源区。盆地

基岩向边缘缓缓抬升的部分称为斜坡，沉积岩向斜坡地区超覆减薄，往往成为油气聚集的有利场所。

含油气盆地中的背斜、向斜、构造鼻、挠曲、单斜等称为三级构造。它们是形成油气田的主要构造类型。由于这些局部构造常常成排成带或成群出现，组成长垣、背斜带、挠曲带、单斜带、断裂构造带等单元，我国石油地质工作者习惯称之为二级构造带，它们也可能形成油气聚集带。二级构造带或油气聚集带是指位于同样区域构造部位，具有相似的地层剖面和生、储、盖组合条件，其中包含若干个成因相同的局部构造，或者由不同成因的局部构造和不同类型的圈闭组成的复合体，形成若干个相似的油气藏，或若干个不同类型的油气藏组成的复合油气聚集带。

在一些大型盆地的拗陷中常常根据基岩的起伏又可以分成次一级凹陷和凸起，这些构造也可以是油气聚集带，也可以再划分为若干二级构造。

表4-8-3　　含油气盆地构造单元划分表

盆地				
盆	隆起	凸起	向斜带	背斜
		凹陷	背斜带（长垣带）	穹隆
	斜坡		构造断裂带	
			断裂构造带	鼻状构造
地	拗陷	凹陷	断裂—鼻状构造带	向斜
		凸起	单斜带	
级别	Ⅰ级	Ⅰ或Ⅱ级	Ⅱ级	Ⅲ级

总之，含油气盆地构造研究，是油气勘探必不可少的工作。它不但可用来正确地指导勘探工作，而且还可以丰富含油气远景的评价内容，有助于发现更多更大的油气田。

虽然以往对含油气盆地构造研究取得了长足的进展，发现了丰富的油气资源。但不能不指出的是，含油气盆地构造的成因研究还有待深入。近年来，一方面随着地质科学的发展，板块构造理论的出现，对含油气盆地构造的成因机制有了更加深入的理解；另一方面，地质资料的积累，尤其是地震勘探技术的提高，都大大促进了含油气盆地构造的研究。

实际上含油气盆地构造特征与大地构造背景是息息相关的。由于大地构造背景的差异，含油气盆地在板块构造中所处位置的不同，其构造特征也会因地而异。

一、东部含油气盆地的构造类型

东部地区因受太平洋板块毕鸟夫带的控制，上地幔隆起、地壳较薄，其动力学背景处于扩张构造环境中，中、新生代以裂谷型盆地为其主要类型。这类盆地的构造环境是块断裂陷运动，生长断层（正断层）和断陷发育，形成一系列张性的地堑、地垒和半地堑、半地垒构造，造成多凹多凸的构造格局，沉积盖层无明显的褶皱变动。由于地壳拉伸裂陷，重力构造作用显著，形成一系列与此有关的局部构造。其主要类型有：

1.与基岩因素有关的背斜

与基岩有关的背斜构造有两种类型，即披盖背斜和同沉积背斜（这里所谓的基岩，即指新沉积盖层之下的老地层，并非结晶基底）。

披盖背斜与基岩古地形突起有关。在古地形突起的侵蚀面上不断沉积新地层，地层沉积过程也就是古地形填平补齐的过程。由于古地形突起顶部沉积比翼部薄，通过成岩过程中的

差异压实作用而形成了披盖背斜。这类构造是在相对静止的环境中形成的、基底的活动性微弱。例如渤海湾盆地海中隆起上的构造群及济阳坳陷的孤岛构造。这些构造在前震旦系或古生界基岩古地形剥蚀面上，起伏不平，上第三系馆陶组披盖其上，在剥蚀突起上地层变薄，后经差异压实作用形成面积不大、形态浑圆、轴线方向性不明显的背斜构造群。这类构造在渤海湾盆地、苏北盆地、北部湾盆地普遍发育（图4-8-1）。

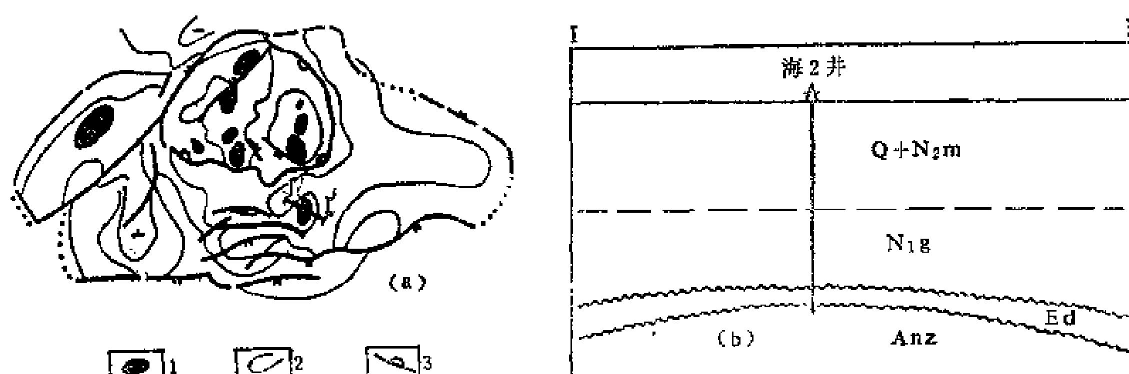


图4-8-1 渤海湾盆地海中隆起背斜构造分布图及海二井构造横剖面图
（据海洋石油勘探局）
a—构造图；b—横剖面图
1—披盖背斜；2—构造等高线；3—下第三系尖灭线

同沉积背斜是在地层边沉积、基岩边隆起过程中形成的。与披盖背斜相反，具有动的因素。背斜相对其周围地形来说处于较高的部位，由于沉积物的沉积分异和水体的冲刷作用，造成顶部岩性相对较粗、地层厚度较薄。由于边隆起边沉积，地层可向高部位超覆。当隆起作用超过沉积作用时，背斜顶部可以出现水底冲刷或地层缺失。例如任丘背斜，基岩为一断块体，它沿正断层一侧掀斜上翘，一侧重力滑动下降，形成断棱、断槽等。始新世开始掀斜活动，孔店组沉积在断棱翼部。渐新世沙二、三段向断棱超覆，构造顶部为红色碎屑岩，翼部断槽中为暗色泥岩沉积。沙一段、东营组继续活动，晚第三纪活动基本停止（图4-8-2）。从任丘构造发育图中可以看出，下部圈闭幅度大，馆陶组沉积时幅度已经消失。

这类与张性断块有关的同沉积背斜，在中国东部比较发育。这类构造在地震反射剖面上表现出的特征也十分清晰（图4-8-3）。

松辽盆地扶余背斜构造带是由六个局部构造高点组成的同沉积背斜带。构造带面积153平方公里，闭合度178.4米，背斜顶部的砂岩含量大于40%，而翼部的砂岩含量小于30%。背斜顶部砂岩渗透率大于200毫达西，其翼部砂岩渗透率则小于100毫达西。地层厚度也是顶部薄而翼部厚，它是在基岩隆起背景上与白垩纪沉积同时发育起来的同沉积背斜构造带。

应该指出的是，与基岩因素有关的背斜不但东部含油气大区普遍发育，在西部含油气大区也有发现。但它们的区别在于，东部地区的这类背斜大多与张性正断层有关，背斜构造本身也多被正断层复杂化；西部地区则逆断层发育。显然，这与区域构造背景有关。

2.与重力滑动有关的构造

这类构造有滚动背斜、滑动断阶、滑落背斜等三种类型。

滚动背斜是由于沉积物沿生长断层断面重力滑动产生牵引现象，形成与断裂伴生的构造。其分布一般位于生长断层下降盘，为小型宽缓不对称的短轴背斜，近断层一翼陡，远离断层

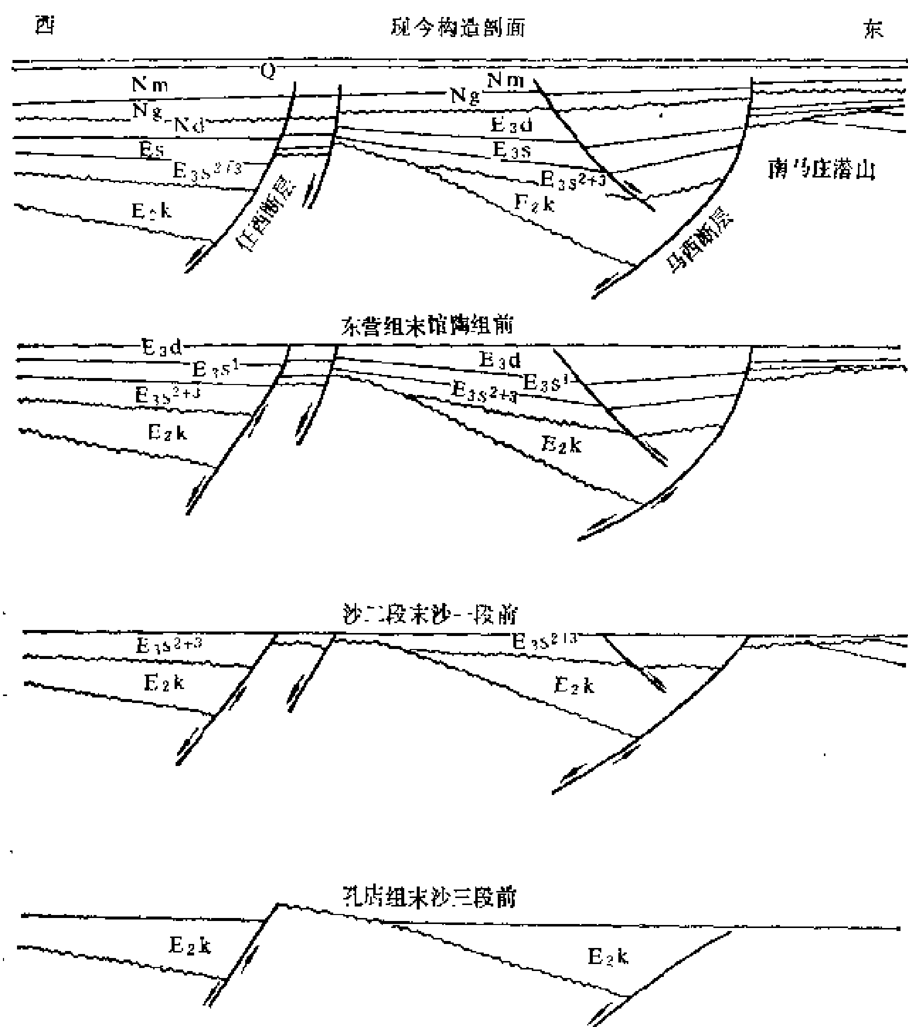


图4-8-2　任丘背斜发育示意图(据华北石油管理局)

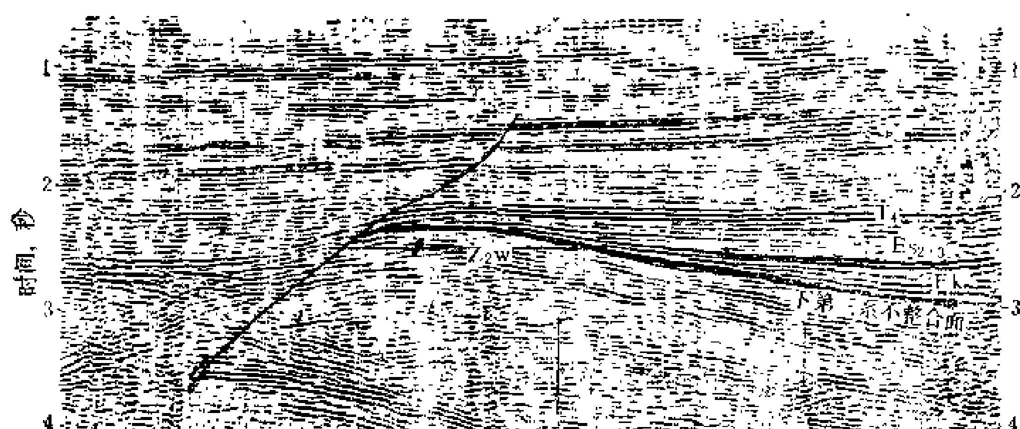


图4-8-3　与张性断块有关的同沉积背斜地震水平叠加剖面
(据石油工业部地球物理勘探局)

的一翼缓。陡翼比缓翼的倾角大1.5～3倍。背斜多沿生长断层呈串珠状分布。轴向与断层走向近于平行，背斜高点靠近断层附近，一般均在0.5～1.5公里以内。构造深浅层高点不符合，向深层逐渐偏移，高点偏移的轨迹与断面大致平行。构造的幅度最大的在中间层位上，向上或向下幅度变小（图4-8-4）。同时背斜高点附近常出现与主断裂走向平行，倾向相反或相同的派生断层使背斜复杂化。

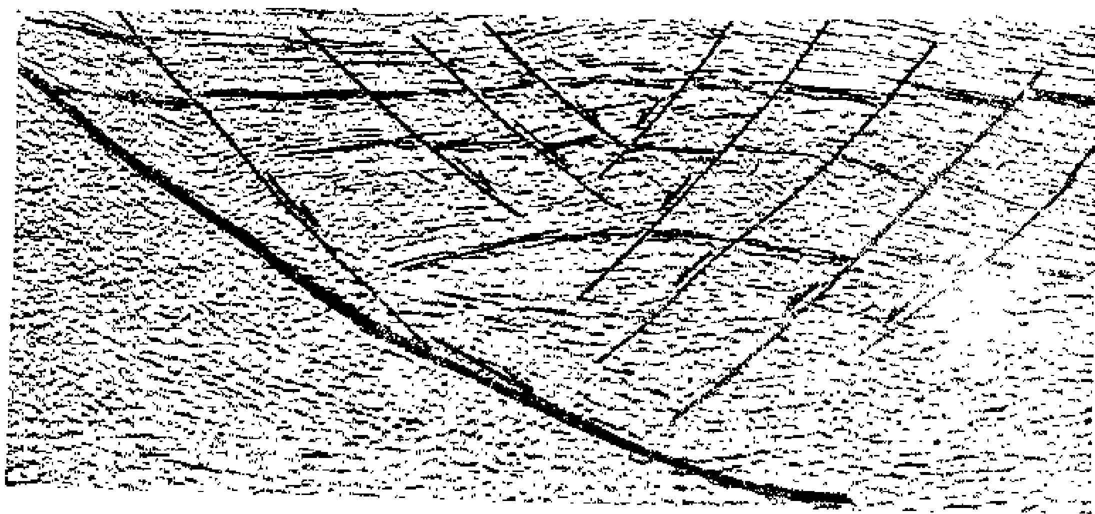


图4-8-4 渤海湾盆地冀中坳陷滚动背斜地震叠偏剖面
（据石油工业部地球物理勘探局）

这类背斜东部地区最为发育，松辽盆地葡萄花南部背斜、济阳坳陷胜坨背斜、黄骅坳陷的港东背斜带、苏北盆地的真武背斜、泌阳凹陷的下二门等背斜均属此类（图4-8-5）。

滑动断阶是在生长断层下降盘，由于重力作用产生的滑塌岩体，一般夹持在断裂带内，其地层产状与断面的产状反向，构成屋脊式断块。断阶带长达数十至百公里，宽达数公里至数十公里，控制着数十到数百平方公里的面积。断阶带大多分布在凹陷的陡翼。例如下辽西部凹陷的冷东断阶带，早第三纪已形成台安一大洼主断裂，断距达千米以上；在它的另一侧为冷东断裂，早第三纪沙一段沉积时，断距有800余米。断阶带即为上述两条断层所夹持，在断阶带的下部由基岩到沙河街组，均为断层所切，到东营组断层东西两盘厚度相差三倍以上，说明断阶带仍在发育。冀中坝县凹陷的牛驼镇凸起东侧发育的坝县断阶带更为典型（图4-8-6）。

坝县断阶是牛驼镇凸起东侧大断面上的滑塌体，从剖面上看，它是一系列向上分叉、向下合并的断裂系，它们节节向东南方向下掉与西北倾斜的断块构成了滑动断阶的基本特征。

滑落背斜是在重力作用影响下侧向运动产生的表层褶皱构造。一般分布在凹陷中心，褶皱宽缓，背斜构造幅度上大下小，常被一系列向轴面倾斜的张性正断层复杂化。它不同于拱张背斜，而是断阶、滚动背斜、滑落背斜在同一滑动方向上不同部位形成的不同的构造类型（图4-8-7）。

东部地区如冀中廊固凹陷的旧州背斜、饶阳凹陷留西—刘楚背斜、黄骅板桥凹陷的板桥背斜。这些背斜圈闭面积一般较大，闭合度下小上大。由于正断层发育，背斜被切割成众多的反向屋脊断块（图4-8-8）。

3.与塑性拱张作用有关的背斜

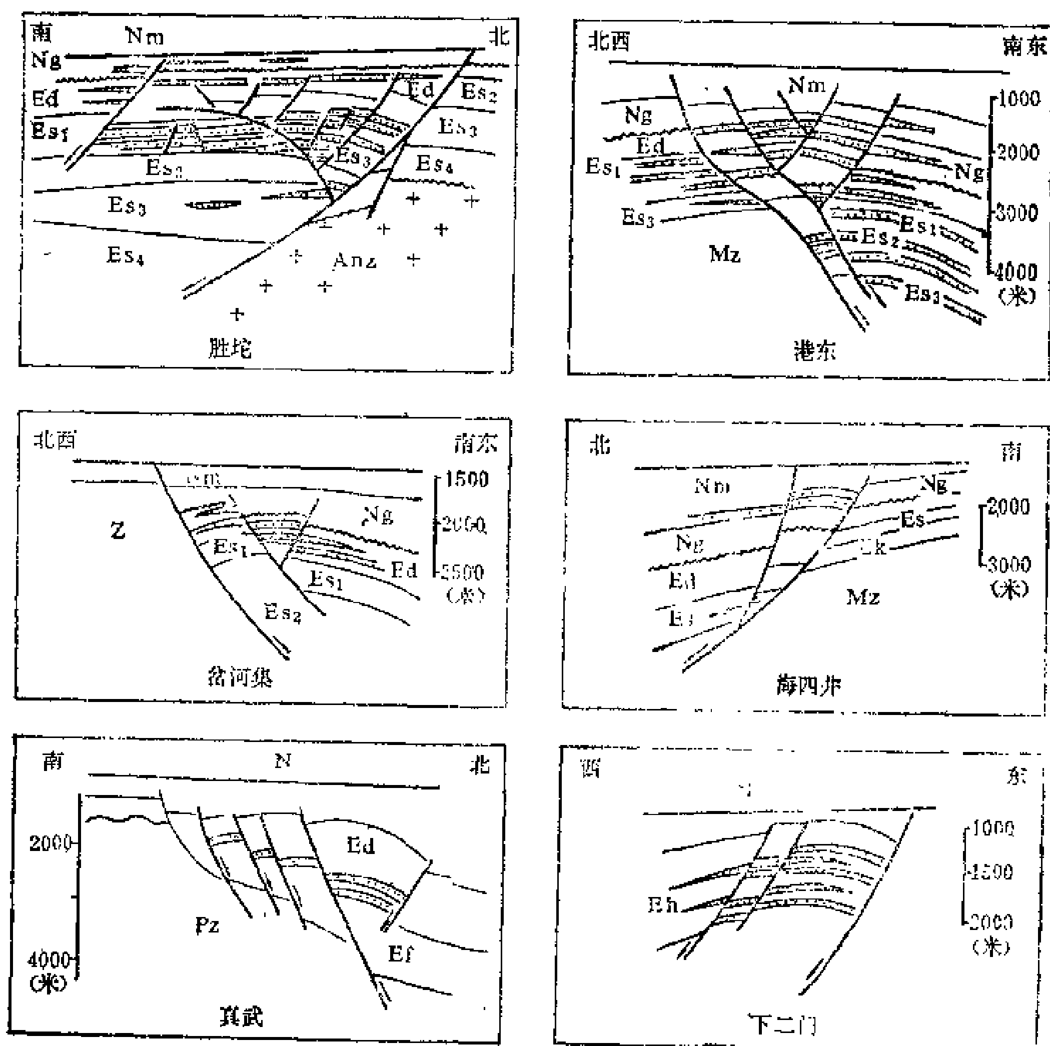


图4-8-5　中国东部沉积盆地滚动背斜构造剖面示意图

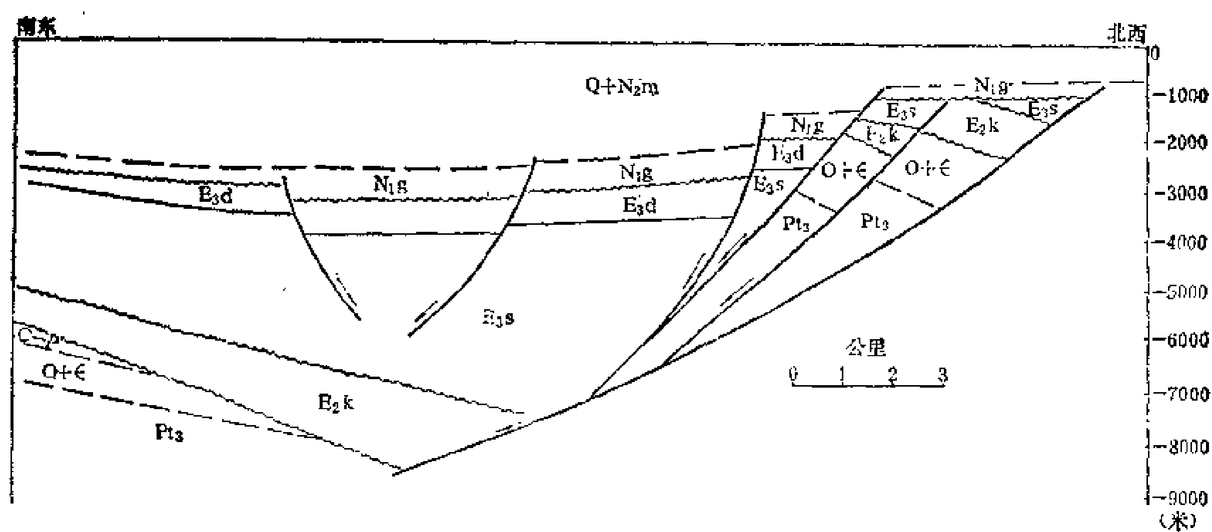


图4-8-6　冀中坳陷坝县滑动断阶地震地质解释剖面图

这类背斜构造主要分布在膏盐、软泥层发育的凹陷中。由于塑性地层承受沉积盖层的重力作用，在差异负荷作用下，产生塑性流动和浮力造成膏盐（或软泥）脊或穹窿上拱，使上覆沉积岩变形，顶部塌陷，形成“包心式”地堑系，如济阳拗陷东营—辛镇、江汉盆地的王场、东濮凹陷的文留等背斜。这些背斜虽有底辟作用，但目前尚未发现刺穿的盐丘背斜（图4-8-9及4-8-10）。

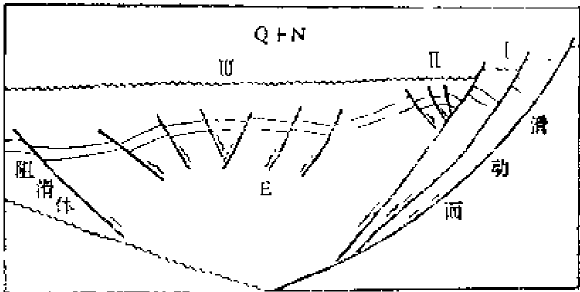


图4-8-7 滑落背斜形成机理示意图
Ⅰ—滑动断阶；Ⅱ—滚动背斜；Ⅲ—滑落背斜

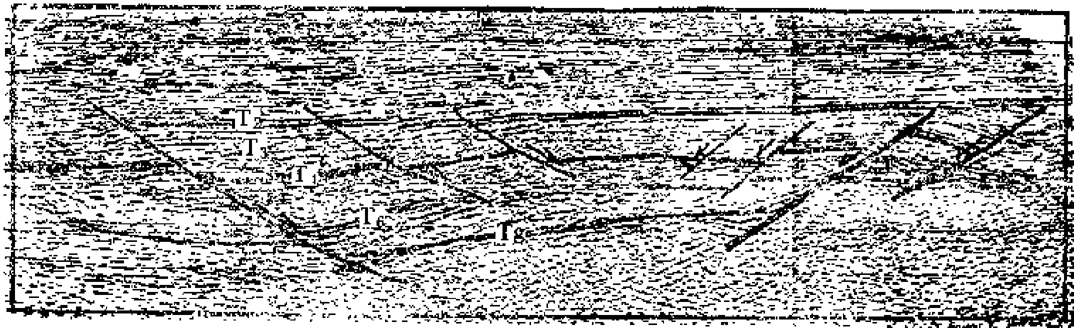


图4-8-8 冀中拗陷留西—刘楚滑落背斜地震叠偏剖面
（据石油工业部地球物理勘探局）


图4-8-9 渤海湾盆地东濮凹陷文留构造地震剖面
（据石油工业部地球物理勘探局）

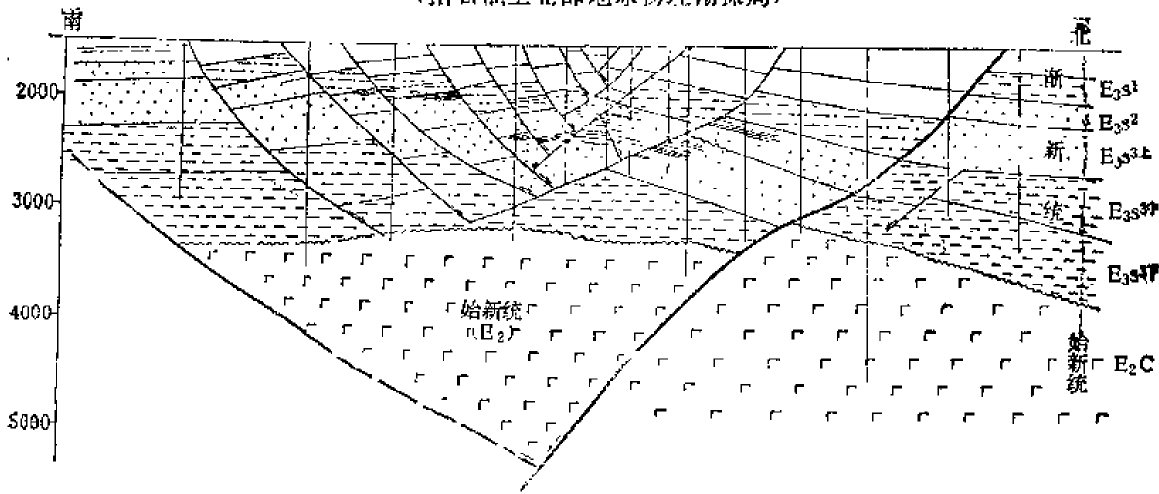
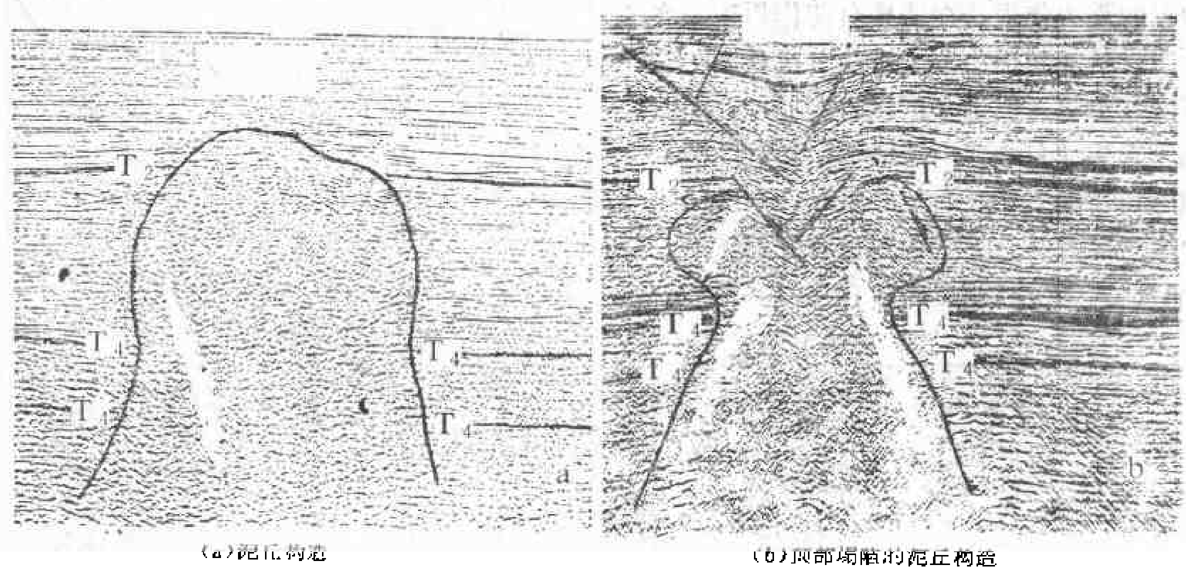


图4-8-10 渤海湾盆地东营凹陷东-辛盐背斜横剖面图（据胜利油田）

由于沉积物的密度差或差异负荷引起软泥的底辟作用，形成一种泥丘构造，这类构造分布在东南沿海、渤海湾盆地辽东拗陷和江汉、苏北盆地（图4-8-11）。



（a）泥丘构造　　　　（b）顶部塌陷的泥丘构造

图4-8-11　莺歌海盆地泥丘构造地震剖面（据江汉石油管理局）

4.与岩浆活动有关的构造

东部地区新生代岩浆活动频繁，分布广泛。由于岩浆活动，使沉积岩变形形成构造。从成因机制上可分为两类。一类是岩浆侵入有关的构造。它是沉积岩沉积后，岩浆侵入使沉积层发生变形。这类岩浆岩体在地震剖面上表现为，侵入体中心无反射或反射零乱，偶尔也有很短的强反射，其四周有倾角较大的反射伸向围岩的反射层中。侵入体顶部常有大周期、大振幅和产状不规则的强反射，一般多呈弧状，即为岩帽反射。岩体周围，沉积岩的反射连续性明显终断。从这些特征可以认为，实际上是一种岩浆底辟构造，类似于盐丘（图4-8-12）。

岩浆侵入的另一种形式是岩盘状顺层侵入，在地震剖面上通常表现为一到两个强相位的反射波，其产状与下覆地层基本一致。由于岩盘使上覆地层发生微弱变形，形成穹窿状背斜。这类背斜在渤海湾、苏北等盆地均有分布（图4-8-13）。

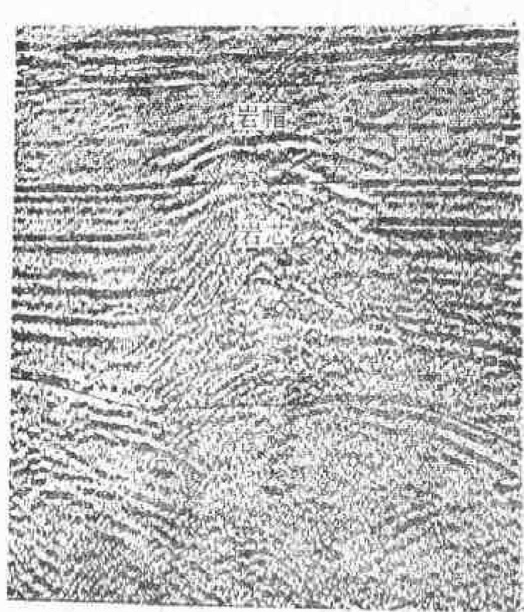
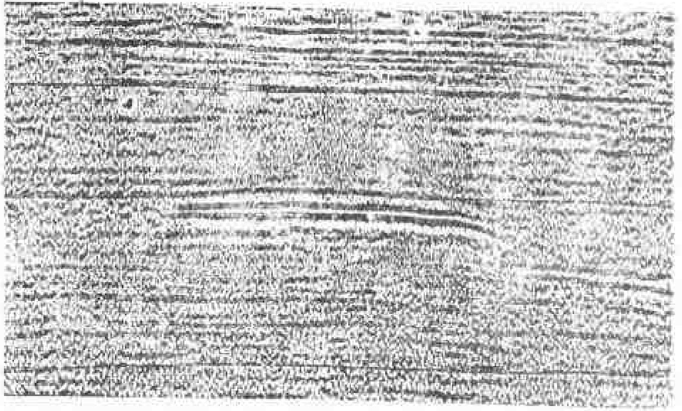


图4-8-12　渤海湾盆地岩浆底辟构造地震反射剖面（据海洋石油勘探局）


图4-8-13　渤海湾盆地与岩盘有关构造的地震反射剖面（据海洋石油勘探局）

另一类与岩浆活动有关的构造，是早期喷发的火山岩，经过侵蚀后在古残山地貌上，由于差异压实作用形成的披盖背斜。如下辽河西部凹陷兴隆台和渤海石臼坨428西的第三系构造，它是在始新统或中生界安山岩、玄武岩侵蚀的古残山基础上形成的背斜（图4-8-14）。苏北高邮凹陷宁乡一杨家舍一线的一连串穹窿背斜，它的顶部玄武岩厚度大，向翼部急剧减薄，上覆第三系构造顶薄翼厚，亦属此种类型。

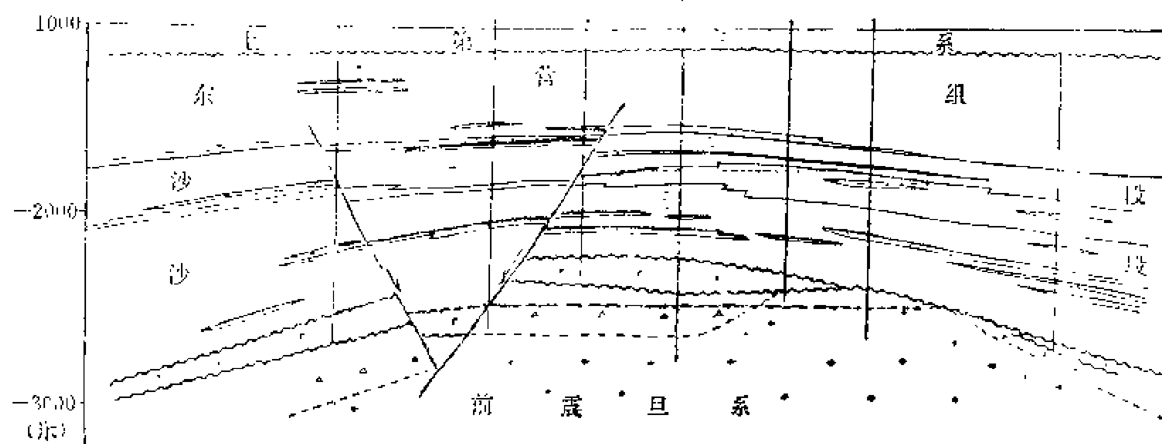


图4-8-14 渤海湾盆地与火山岩侵蚀残山有关的披盖构造地质横剖面图（据辽河石油勘探局）

5.与沉积作用有关的构造

东部地区目前已发现有与生物礁和大型三角洲砂岩体有关的差异压实构造。前者分布在东南沿海大陆架，后者如松辽盆地大庆长垣。

南海北部大陆架的沉积盆地内，广泛分布着生物礁。这些生物礁具有丘形或透镜体的几何形态，礁性地层无成层性，其上多被碎屑岩、粘土岩所覆盖，在差异压实作用下形成压实构造。在地震反射时间剖面上，礁体顶面往往形成连续性较好的强反射，礁体内部反射紊乱，时而弯曲，时而分叉合并，时而出现反射空白区，造成礁体两侧或底部反射中断。由于礁体上沉积层较薄，两侧地层有上超现象，又具有同沉积的特征。礁体多生长在基底的隆起上，覆盖在礁体上的砂、泥岩更易于形成披盖构造。但这类构造一般幅度较小，形态与礁体相似（图4-8-15）。

与砂岩体有关的压实构造，如松辽盆地大庆长垣由于沉积物在平面上分布的结构——砂、泥比不同，沉积物的可压缩性也就存在差异。一般来说，由于砂沉积物初始孔隙度小，其可压缩性较小，泥岩初始孔隙度大，可压缩性大。因而在砂、泥比高的地区，沉积物可压缩性小，反之则大。这样在大面积差异压实力的作用下，在砂、泥比高的地区就易于形成压实构造。大庆长垣是伸入到湖心的大型三角洲砂岩体，它是在向南倾斜的古地形上发育起来的，从青山口组初期湖进开始，到嫩江组初期湖进结束，构成一个完整的复合三角洲旋回。主要物源来自盆地东北部拜城一带，在黑鱼泡南部开始形成三角洲，向南前缘一直伸展到三肇、葡萄花地区。所形成的三角洲体系厚500～600米，面积近两万平方公里。由于坡降小，湖面扩张与收缩频繁且幅度大，故该三角洲复合体是由30～40个三角洲层序组成（图4-8-16）。由于三角洲层序重叠，砂带也相互重叠，致使砂、泥比高于两侧，在差异压实力作用下形成了压实构造。对比大庆长垣姚家组砂岩体等厚图和姚家组顶面构造图，证实了砂岩厚度大的

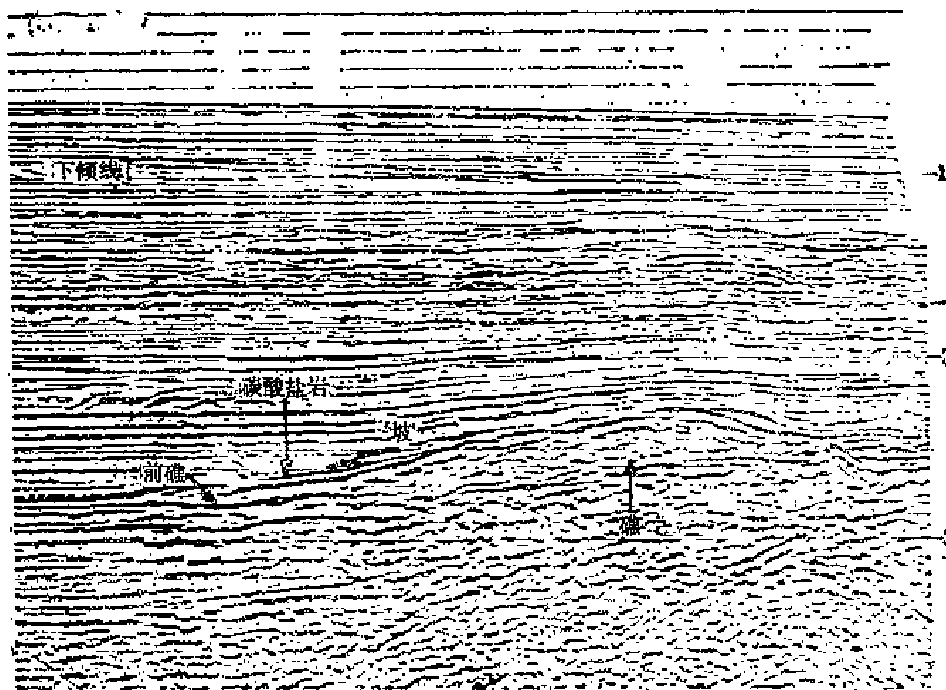


图4-8-15　莺歌海盆地生物礁与披盖构造地震反射剖面
（据江汉石油管理局）

地方，正是现今局部构造高点的位置（图4-8-17）。因此大庆长垣具有顶部岩性粗、砂层厚度大的特点、同时构造由上向下地层倾角增大。早白垩世末的地壳运动虽然强烈，但并未改变压实构造的性质，而仅仅使构造幅度得到加强，从而成为油气聚集的有利场所。

分析东部含油气盆地内的局部构造类型，不难发现，它们多与重力构造作用有关。这些构造类型虽然有的是东部地区特有的，但有的类型也可能在西部或中部地区发现，如压实构造。然而东部地区的这类构造多被张性正断层复杂化，这正是它的重要特征。

二、西部含油气盆地的构造类型

中国板块西部受板块的俯冲挤压，中、新生代后逐渐发展为印度板块向北推挤，进而最后发生大陆碰撞，长期处于挤压（聚敛）构造环境中，盆地属造山型，其局部构造类型除了挤压型外，尚有压剪性构造。主要类型有：

1.与挤压有关的背斜

由于水平挤压应力使沉积盖层发生褶皱，形成背斜构造。这类背斜构造在盆地边缘时多呈不对称状，陡翼在靠近盆地内部一侧，甚至发生直立倒转，并常伴生逆冲断层。远离造山带背斜两翼倾角变缓，背斜圈闭面积由小变大，其幅度由高变低。有的背斜顶部地层加厚，翼部变薄。总之，这类背斜都具有上部圈闭幅度大，下部幅度变小乃至消失的特征，成为明显的表层褶皱。与挤压应力作用有关的背斜在西部各盆地内广泛分布，其主要实例如图4-8-18。

2.与挤压、扭动有关的背斜

这类背斜构造带是由于地壳运动时的水平挤压不均产生的剪切作用形成的。组成它的三级构造多呈线状、雁行式或弯曲状排列。其类型可以是短轴背斜，也可以是长轴背斜和线状背斜。如柴达木盆地许多构造带都是典型的例子，而且局部构造上常常显示出扭动断裂系

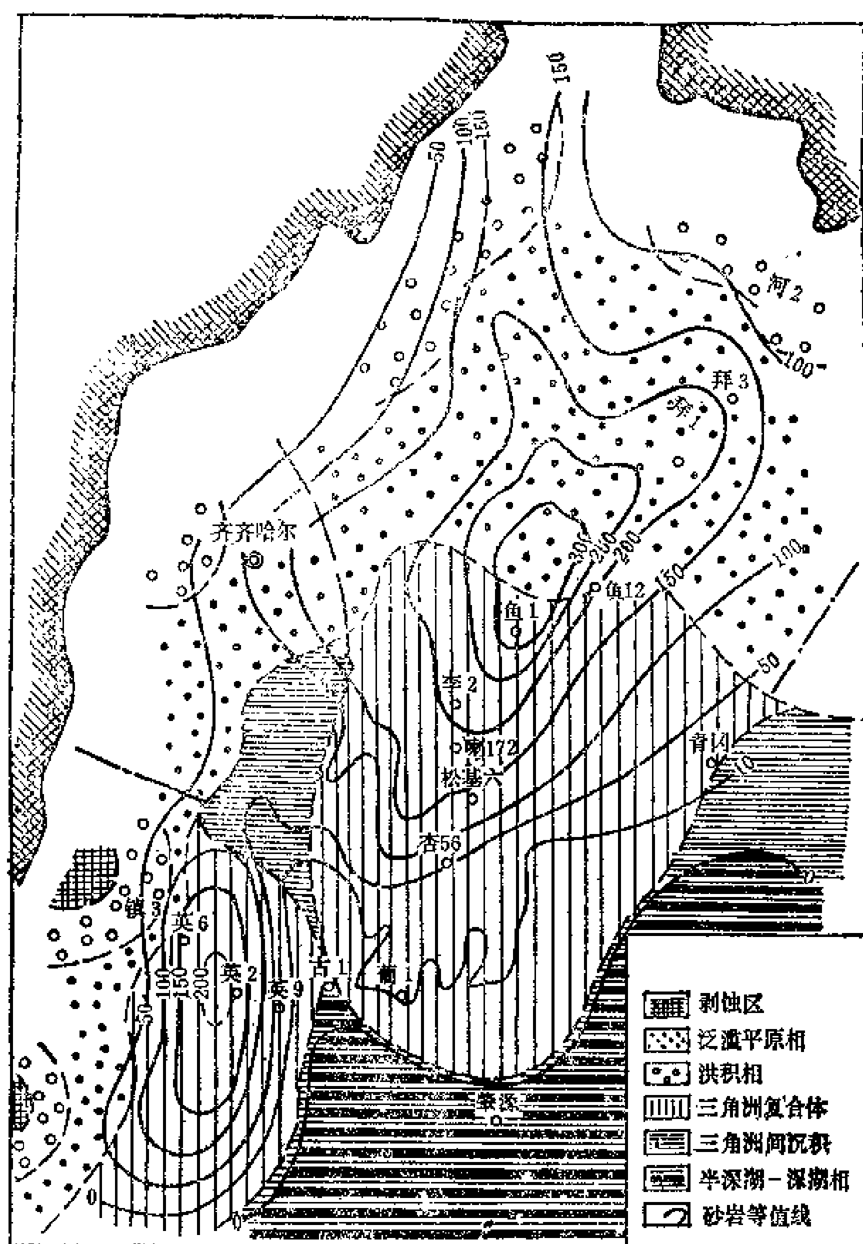


图4-8-16 松辽盆地北部三角洲复合体平面图（据大庆油田）

（图4-8-19）。

3.逆冲挠曲

西部不对称盆地，在其斜坡部位常常由于侧向水平挤压形成逆冲挠曲，如塔里木盆地西南拗陷巴楚斜坡，由于逆冲断层使地层发生挠曲（图4-8-20）。在地震反射剖面右侧，下部为平层，中部发生牵引，上部被不整合面削蚀，不整合面上又为平层所覆。这类挠曲平面上一般有背斜圈闭或构造鼻圈闭，酒泉盆地白杨河构造也是一例。

4.逆掩推覆带

西部盆地边缘常常出现逆掩推覆带，它是在挤压应力作用下，沉积盖层以近水平至高角度呈聚敛状倾向滑动，形成逆掩推覆带，与之伴生的尚有被叠瓦状冲断层复杂化的背斜。

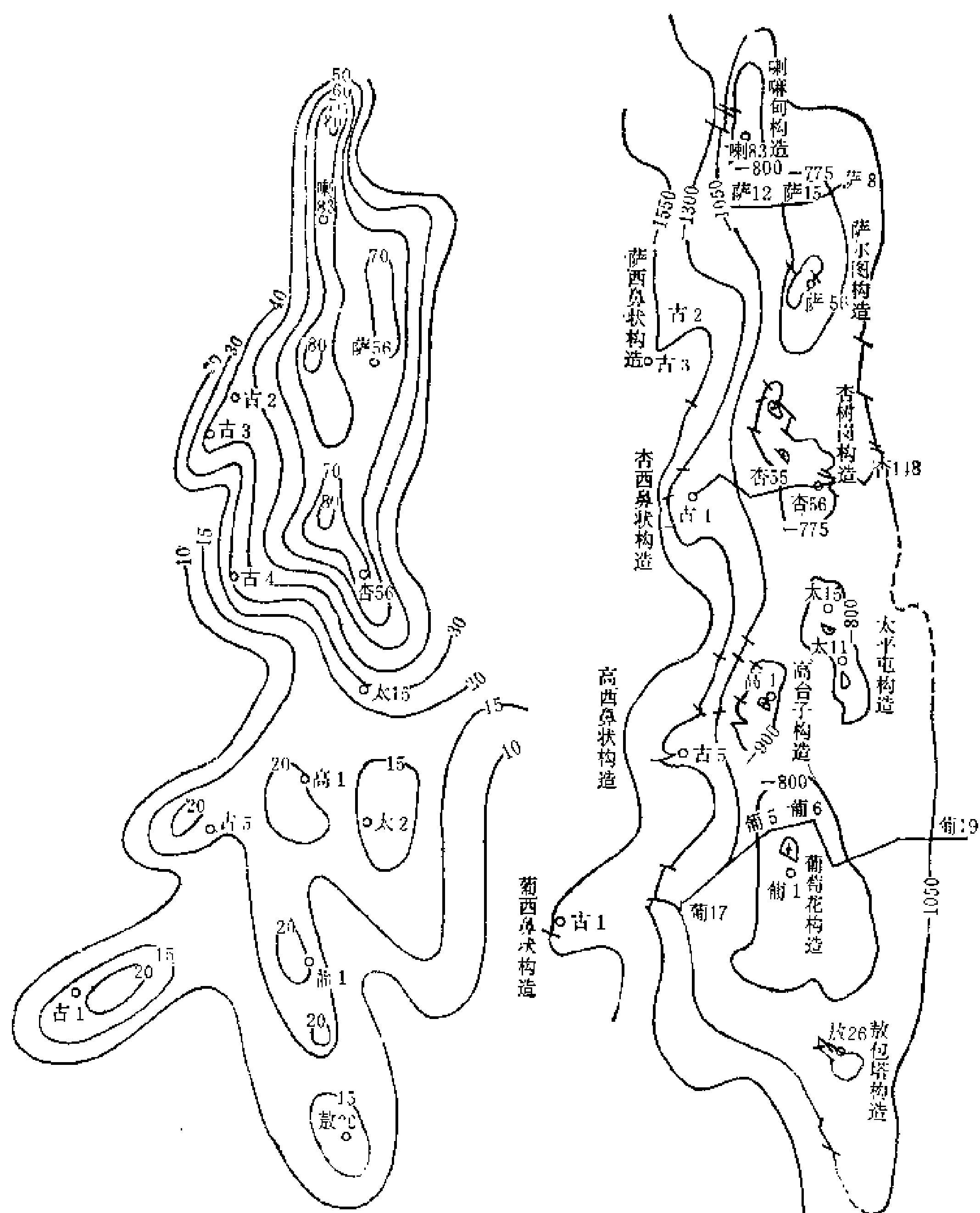


图4-8-17 大庆长垣姚家组砂岩厚度(左)与姚家组顶面构造(右)对比图(据裘亦楠等)

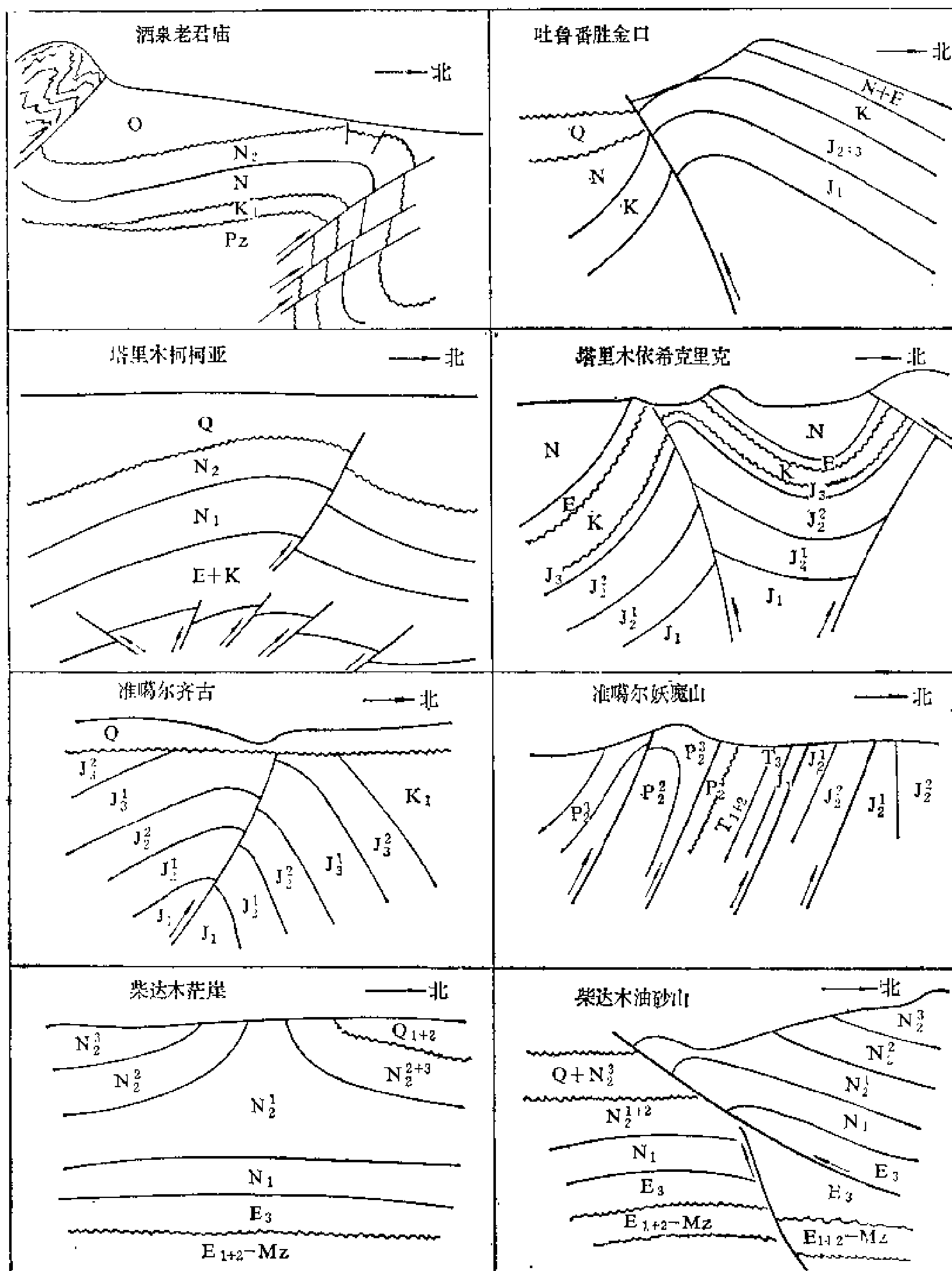


图4-8-18 西部各盆地与挤压有关的背斜实例

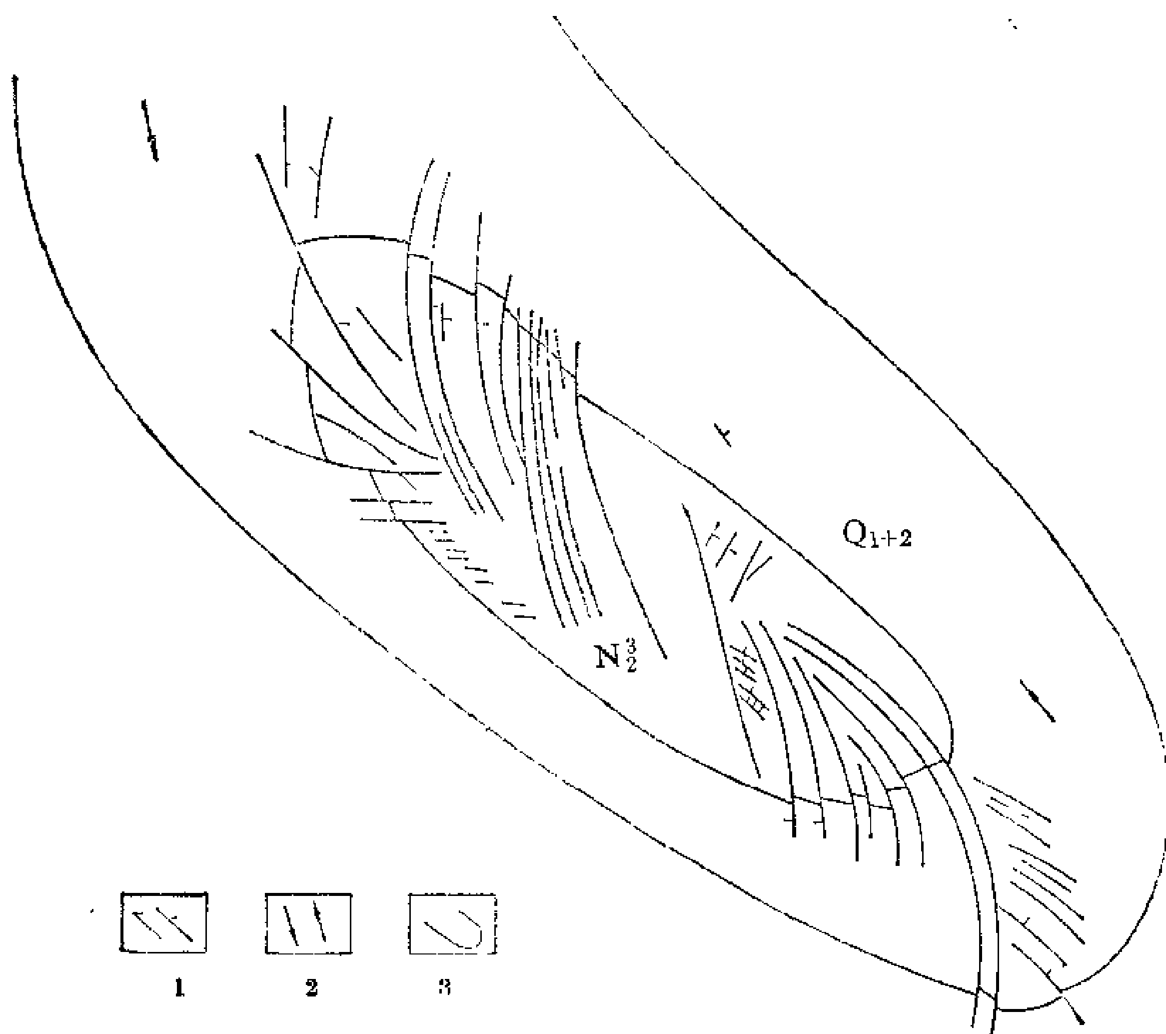


图4-8-19 柴达木盆地鸭湖背斜扭动断裂图(据青海石油管理局)

1—张扭性断裂；2—扭动方向；3—地层界线

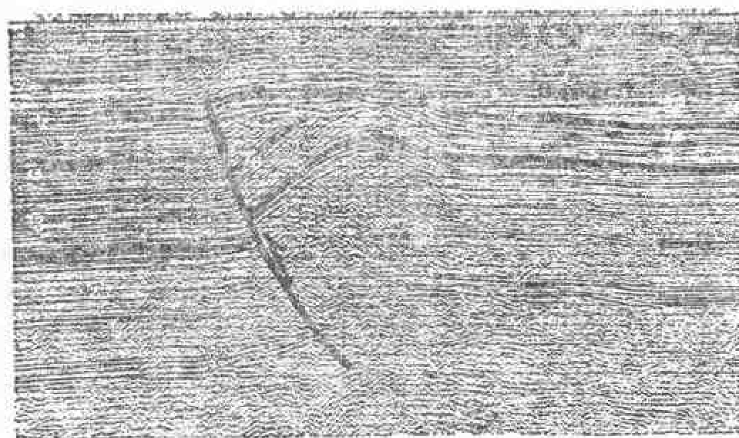


图4-8-20 塔里木盆地西南拗陷巴楚斜坡逆冲挠曲地震反射剖面
(据石油工业部地球物理勘探局)

新疆准噶尔盆地西北缘克拉玛依一乌尔禾断裂带就是典型的实例。克-乌断裂带是一低角度逆掩断裂系，断面倾角为20～50°，断面呈勺状。它是由一系列断层所组成。剖面上断层向深部延伸时常交汇在一起。从地震强反射波组分析，断裂上盘推覆体至少向盆地内平推了五至八公里（图4-8-21及4-8-22）。

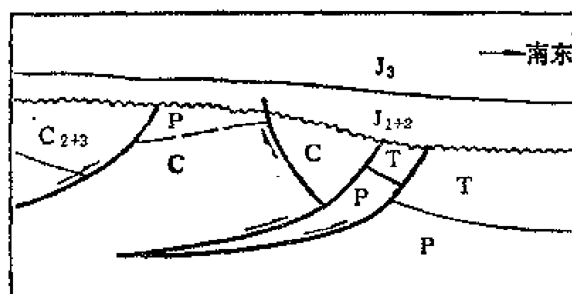


图4-8-21　准噶尔盆地克-乌断裂地质剖面
（据新疆石油管理局）

5.与底辟刺穿有关的盐丘构造

在膏盐沉积区，容易形成盐丘构造。这类构造主要与底辟刺穿和侧压力有关，常常与挤压背斜相伴出现。而东部地区则与张性构造伴生（图4-8-23）。

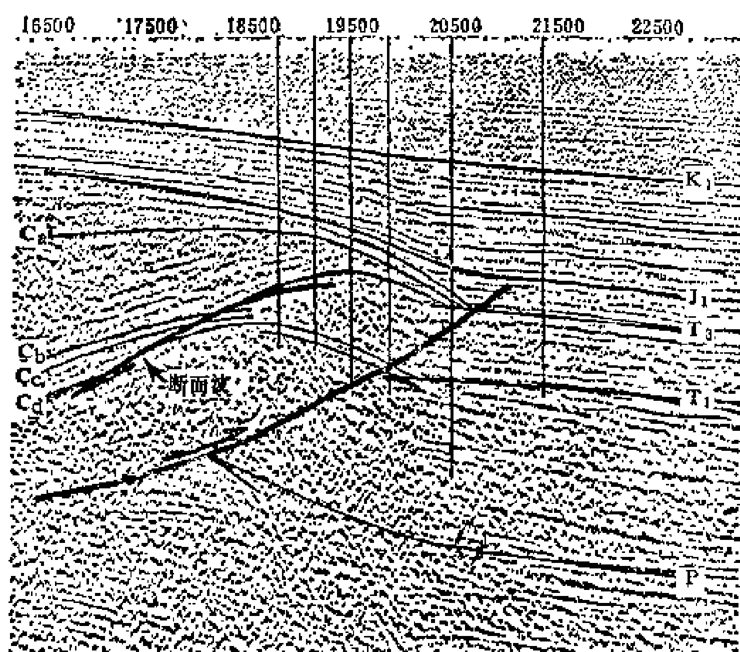


图4-8-22　准噶尔盆地克-乌断裂地震水平叠加剖面
（据新疆石油管理局）

三、中部含油气盆地的构造类型

中部地区受太平洋板块和印度板块的影响和改造，远不如东部、西部的含油气盆地。构造性质介于东、西两部之间。这一地区的沉积盆地西缘都有逆掩推覆带，其特征与西部山前带相似。向盆地内逐渐演变为构造鼻或平缓的大型穹窿背斜。如四川盆地中部背斜两翼倾角极为平缓，仅1～2°。鄂尔多斯盆地内部由于印支运动后一度上升，发育了许多侵蚀河道，造成大量的侵蚀谷，形成类似于

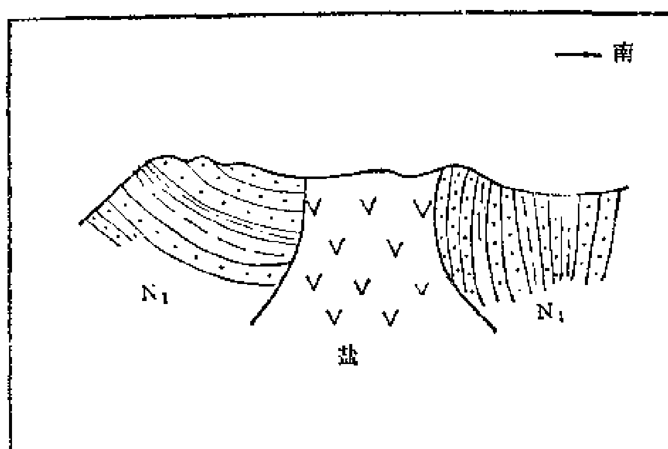


图4-8-23　塔里木盆地库车拗陷阿瓦特盐丘构造剖面示意图（据新疆石油管理局）

古地貌的圈闭类型。四川盆地受挤压应力作用强烈一些，形成种类繁多的挤压背斜。其局部构造主要有以下类型：

1.与挤压有关的背斜

鄂尔多斯盆地周缘分布了大量背斜，背斜呈不对称状，成排性强，具带状分布的特点。盆地西缘褶皱强烈，以至发生直立倒转，并有逆冲断层伴生。

四川盆地周缘挤压背斜众多，背斜多呈长条状，多高点带状分布，两翼多不对称，轴部逆断层发育。其较为特殊的类型有：

(1)套叠背斜①

据周家烈研究，在某些背斜的地腹存在弧形逆掩断层。在断层的上、下盘都出现正向褶皱，这上下两个正向褶皱在纵向上近于叠合。根据这种构造的直观形态，把包括褶皱和断裂在内的整体称之为“套叠构造”。这类构造的形成是由于塑性、刚性互层的水平状岩体，在水平挤压应力作用下受力不均匀，刚性层首先发生破裂。水平挤压应力进一步加强时，在刚、塑性层之间就发生严重的层间滑脱，从而使两个褶皱的顶部逐渐套叠在一起，形成套叠构造（图4-8-24）。

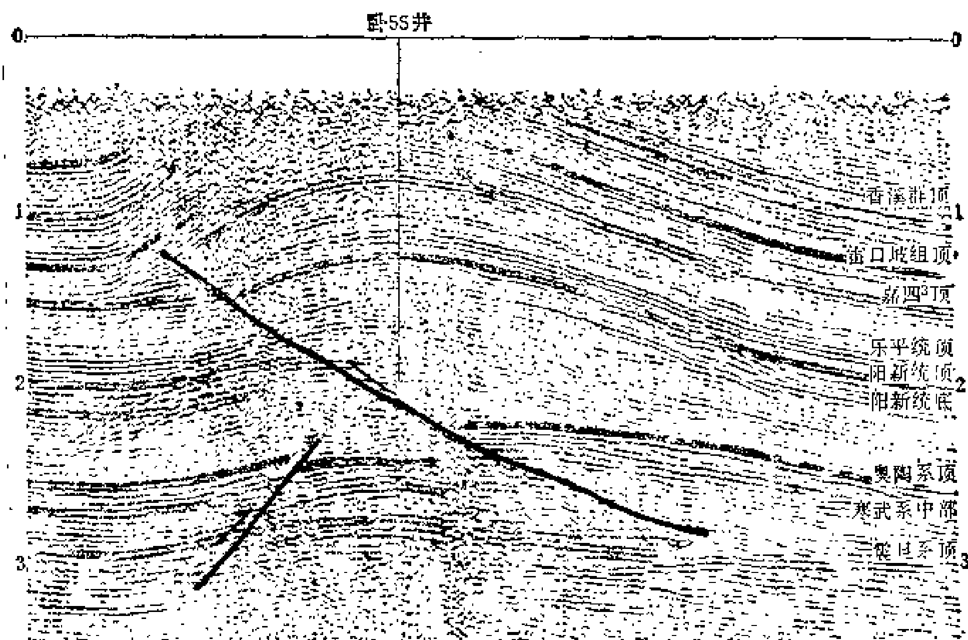


图4-8-24　四川盆地套叠构造地震水平叠加剖面（据四川石油管理局）

(2)垒块背斜

这是由一系列断面倾向方向不一的逆冲断层复杂化的背斜构造，类似于哈丁（1979）的“花状或半花状构造”。它主要是在强烈的水平挤压应力作用下，也可能有扭力作用，使刚性地层产生逆冲断层，破坏了背斜构造的完整（图4-8-25）。

(3)“反背斜”构造

川东地区地面构造为隔挡式褶皱，背斜窄长而高陡，向斜宽阔而平坦。在高陡背斜两翼的断层下盘及向斜深部出现潜伏正向构造，这一与浅层向斜截然相背的正向构造，称为“反背斜”(图4-8-26)。

①周家烈：“从套叠构造探索川东地区的天然气赋存”．《石油实验地质》，1981年，第3卷，第1期。

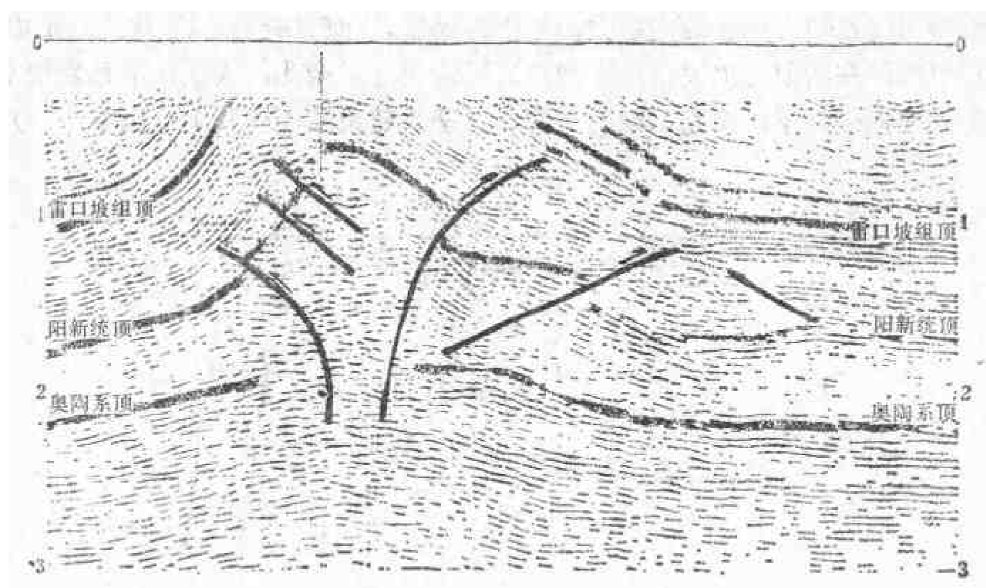


图4-8-25　四川盆地垒块构造地震叠偏剖面(据四川石油管理局)

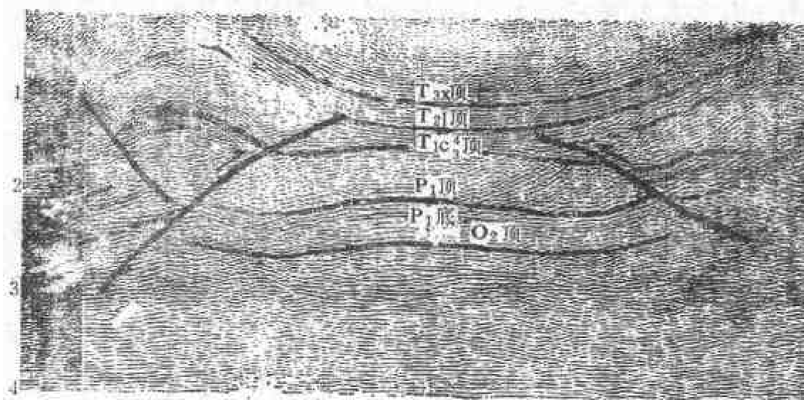


图4-8-26　四川盆地亭子铺反背斜地震叠加偏移剖面(据四川石油管理局)

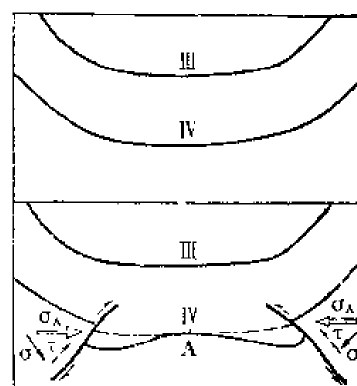


图4-8-27　"反背斜"形成机制的力学分析示意图(据四川石油管理局)

"反背斜"的形成条件有三:

a.反背斜两翼(即向斜两翼)必须有对冲的、具有足够牵引力的逆断层;

b.反背斜只能形成于宽缓适当的平底向斜中;

c.反背斜只能形成于一套塑性岩层之下。

"反背斜"形成的力学机制如图4-8-27所示。水平的主压应力 σ_A 作用于倾斜的断层面,则分解为垂直于断面的正压应力σ和平行于断面的剪应力 τ。σ使靠近断面的下盘岩层下拗,τ则牵引下盘岩层紧邻断面部分上翘。如此便形成了断层下盘向斜两侧的凹面牵引,而使向斜轴的地层发生压缩,形成了正向构造。

总之,四川盆地背斜构造类型繁多,还有待深入研究。

2.逆掩推覆带

鄂尔多斯、四川盆地西部边缘,由于受强烈的水平挤压应力作用,形成逆掩推覆带,如前已述及的四川彭灌飞来峰,鄂尔多斯西缘的马家滩断褶带。在逆掩断裂上、下盘均出现牵引背斜圈闭,尤其断层下降盘的背斜具有良好的保存条件,是油气聚集的有利场所。

鄂尔多斯西缘推覆带向盆地内最大位移十四公里，一般四至五公里①。它是由一系列西倾逆掩断层组成，在断面之上发育一系列冲断层，使之复杂化，大断面下已发现摆晏井油田。这一逆掩推覆带是早、中燕山期的产物，白垩系超覆不整合其上（图4-8-28）。

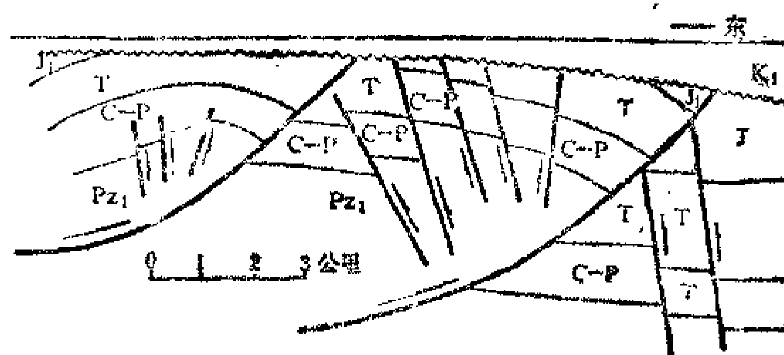


图4-8-28 鄂尔多斯盆地西缘逆掩推覆带地震解释剖面
（沙井子附近）（据长庆油田）

四川盆地西缘龙门山前飞来峰群由志留系至三叠系及闪长岩体、花岗岩体组成。飞来峰上的构造十分复杂，次级褶皱和断裂发育。原地层系统为上三叠统、侏罗系、白垩系至下第三系。飞来峰之下断面产状平缓，显示强烈挤压特点。断层面下出现隐伏牵引背斜，如中坝背斜，是良好的储油构造（见图1-2-14）。

3.构造鼻

鄂尔多斯盆地内部此类构造发育。这是由于该区的印支运动表现为缓慢上升，在三叠系延长组古地形基础上发育着一系列一级及次一级古水系，这些水系将地形切割成许多“梁”这些“梁”斜交或垂直主要水系并逐渐向下倾伏。因此侏罗系沉积之后，经过差异压实作用而形成了垂直或斜交主要水系的鼻状构造。马岭鼻状构造就是一个在延长组古地貌基础上发育起来的压实构造。在这一不规则的鼻状构造上发育有四个局部高点，这四个局部高点位置与延长组侵蚀面上的四个古地貌高位置相吻合，其形态也大致相似。延长组古地形幅度八十米，延安组九层的构造幅度为四十米，而延七层的构造幅度为二十余米，向上构造幅度逐渐减小，至白垩系地层中基本消失。此类实例尚有永坪、马坊等鼻状构造（图4-8-29）。

4.穹窿背斜或长垣构造

四川盆地中部，由于受挤压应力作用较小，地层褶皱微弱，大型穹窿或大型长垣构造发育。这类构造面积大，背斜平缓，倾角在一度左右，闭合面积大，闭合度小。地面高点多，小型正断层发育。据地震、钻井资料证实，深浅构造有位移现象。长垣构造如龙女寺、南充等，穹窿构造如遂莱镇、八角场等（图4-8-30）。

综合对中国不同类型含油气盆地局部构造特征的叙述，可以认为含油气盆地所处的地球动力学环境不同，其局部构造的成因类型存在显而易见的差别。虽然有些构造类型在不同的含油气盆地同时出现，但仔细分析其区域地质构造背景，其表现形式有着较大的差异。例如压实构造，东部含油气盆地是在张性断块的基础上发育的，正断层（生长断层）相伴而生；而鄂尔多斯盆地则是在侵蚀河道古地貌基础上形成的压实的鼻状构造；西部柴达木盆地马海构造则是在基岩隆起背景上形成的。再如盐丘构造，虽然它与重力或浮力作用有关，但东部

①据长庆油田地调一处吴紫电同志面告。

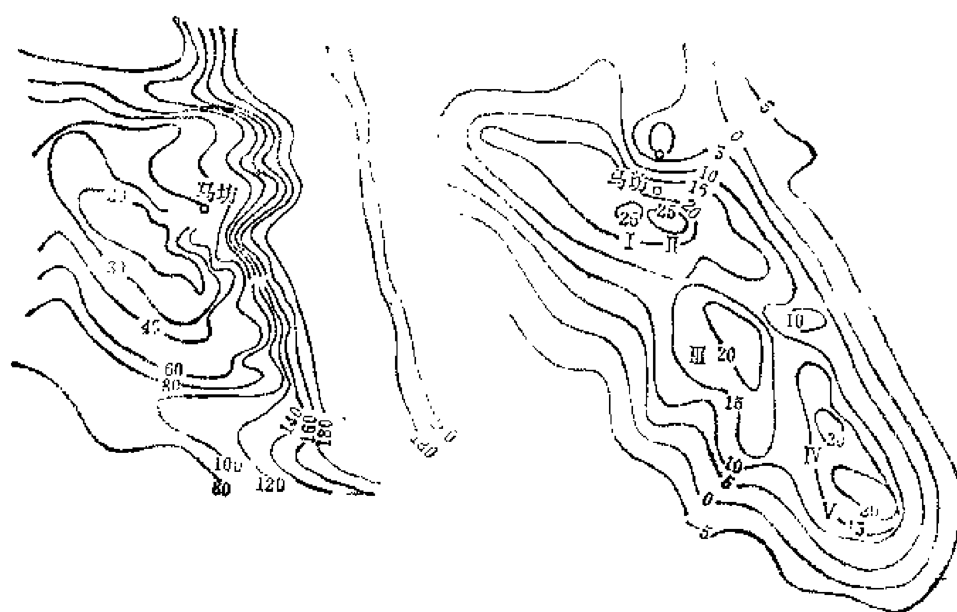


图4-8-29 鄂尔多斯盆地马坊鼻状构造平面图(右)及马坊地区延长组地形图(左)(据长庆油田)

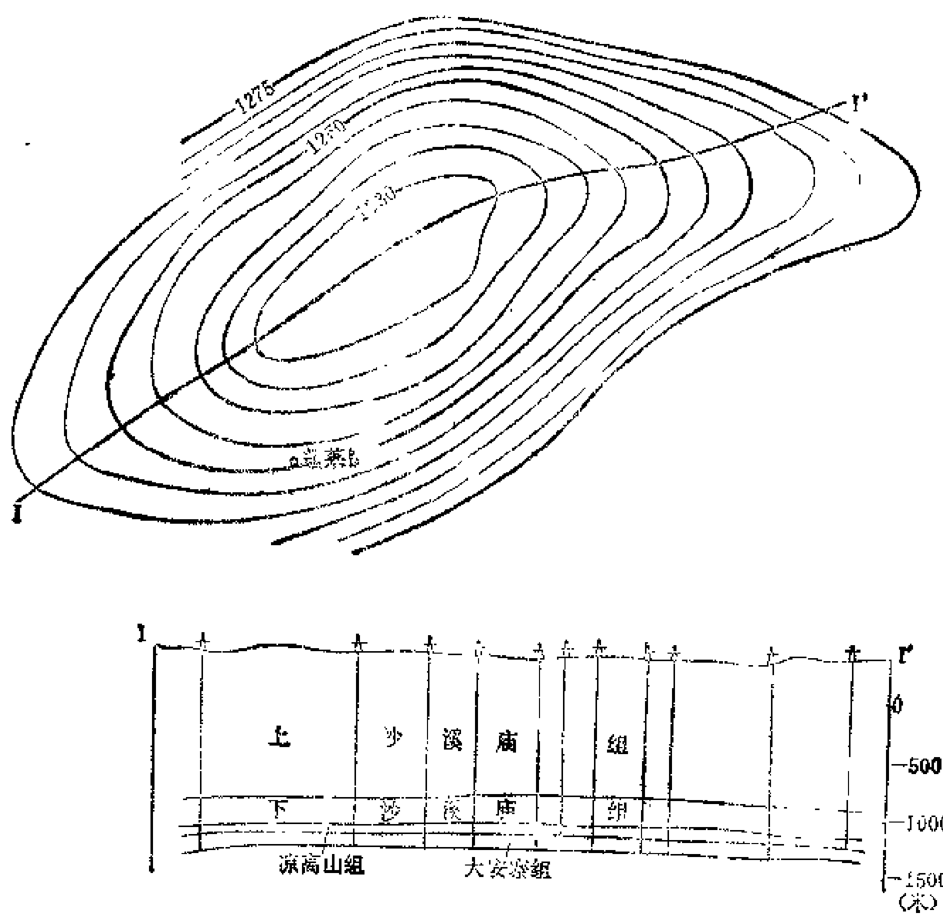


图4-8-30 四川盆地蓬莱镇穹窿构造平面图及剖面图
(据四川石油管理局)

盆地盐背斜上正断层发育，发生在张性构造环境之中；西部地区盐丘构造常与挤压背斜成排成带分布，并有刺穿现象，除与重力或浮力作用有关外，与侧压力作用也有关系。由于这种地球动力学环境的差异，对含油气盆地内的局部构造形成有着直接的成因联系。

其次，中国东部各含油气盆地的局部构造，是在张性构造环境中形成的，重力构造作用占主导地位。但靠近中国板块东部边缘，西太平洋岛弧系附近，由于太平洋板块的俯冲挤压，因而可以出现挤压构造，如东海及台湾西部的一些局部构造。西部各含油气盆地受挤压应力作用强烈，挤压背斜、推覆带都发育。中部各含油气盆地介于东西两部之间，其局部构造特征比较复杂，具有过渡性质。

最后，中国含油气盆地局部构造类型繁多，油气藏类型也各具特色。东部地区张性块断活动强烈，断层发育，油气藏具有多油水系统的特点。西部地区挤压背斜发育，一般断层割切不剧烈，油气藏的油水系统比较统一。

总之，研究含油气盆地局部构造特征及其展布规律，对油气勘探有着重要的意义。

第九章 中国主要含油气盆地分论

我国幅员辽阔，陆地面积达九百六十万平方公里，海域面积为二百八十五万平方公里。共有大小不等的沉积盆地二百三十多个，目前在二十多个含油气盆地中，发现二百六十多个油气田，原油年产量已达一亿吨以上，天然气一百四十亿立方米。总之，我国沉积盆地众多，沉积岩广泛发育，油气资源比较丰富，油气勘探地区和领域广阔，石油工业发展具有美好的前景。

现将其主要的含油气盆地简略分述如下。

第一节 东部含油气盆地分述

一、松辽盆地*

松辽盆地是我国东北部一个大型中生代盆地。位于中亚蒙古海西晚期地槽遇合的缝合带内，中生代为弧后裂谷盆地，面积二十六万平方公里。盆地基岩为海西地槽褶皱系，这已被钻探所证实。中、新生代沉积岩厚逾7000余米。盆地形状与莫霍面呈明显的镜像关系，莫霍面的三十三公里等深线范围与盆地轮廓基本吻合。盆地中央拗陷莫霍面深度最浅处为二十九公里（图4-9-1）。

盆地内发育了上侏罗统、下白垩统登娄库组、泉头组、青山口组、姚家组、嫩江组，上白垩统四方台组、明水组及下第三系依安组、上第三系大安组、太康组及第四系。其中以白垩系沉积厚度最大，分布最广，发育也最完整。

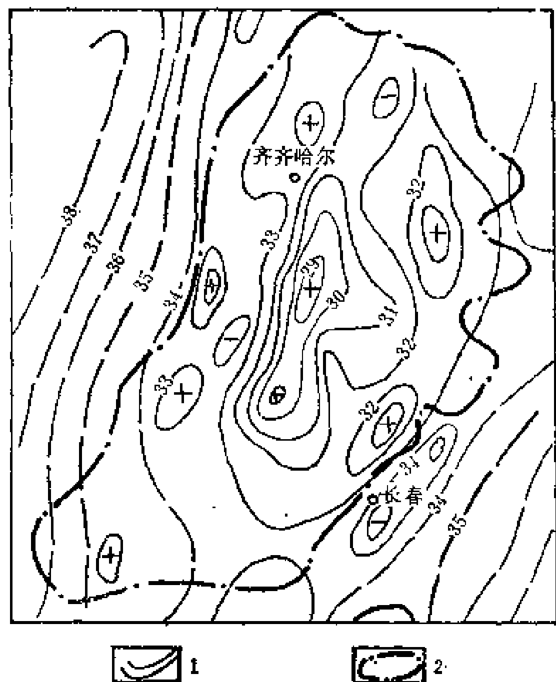


图4-9-1 松辽盆地莫霍面深度图
（据大庆石油管理局）
1—莫霍面等深线（公里）；2—盆地边界

松辽盆地基岩断裂比较发育，有北东、北西、近南北和近东西等四组。延伸长度一般数十至上百公里，断距数百到一千多米，较大的可逾两千米，多属正断层。断裂主要发育在盆地中部和东部。四组断裂中，以北东走向最发育，主要有太康—北正镇、明水—孤店、朱尔山—农安等断裂带。基岩断裂对盆地形成和发育起着重要的作用。如朱尔山—农安断裂带控制着宾县—王府凹陷和德惠凹陷的形成以及侏罗纪的火山活动。

自晚侏罗世以来，松辽盆地地质发育主要经历了隆张期、裂陷初期、裂陷极盛期、缓慢沉降期这四个阶段，构成了一个裂谷型含油气盆地的形成、发展到衰亡的完整过程（图4-9-2）。

* 本部分主要参照杨继良，“松辽断陷盆地的地质结构与油气”一文编写的，并参考大庆石油管理局有关资料。

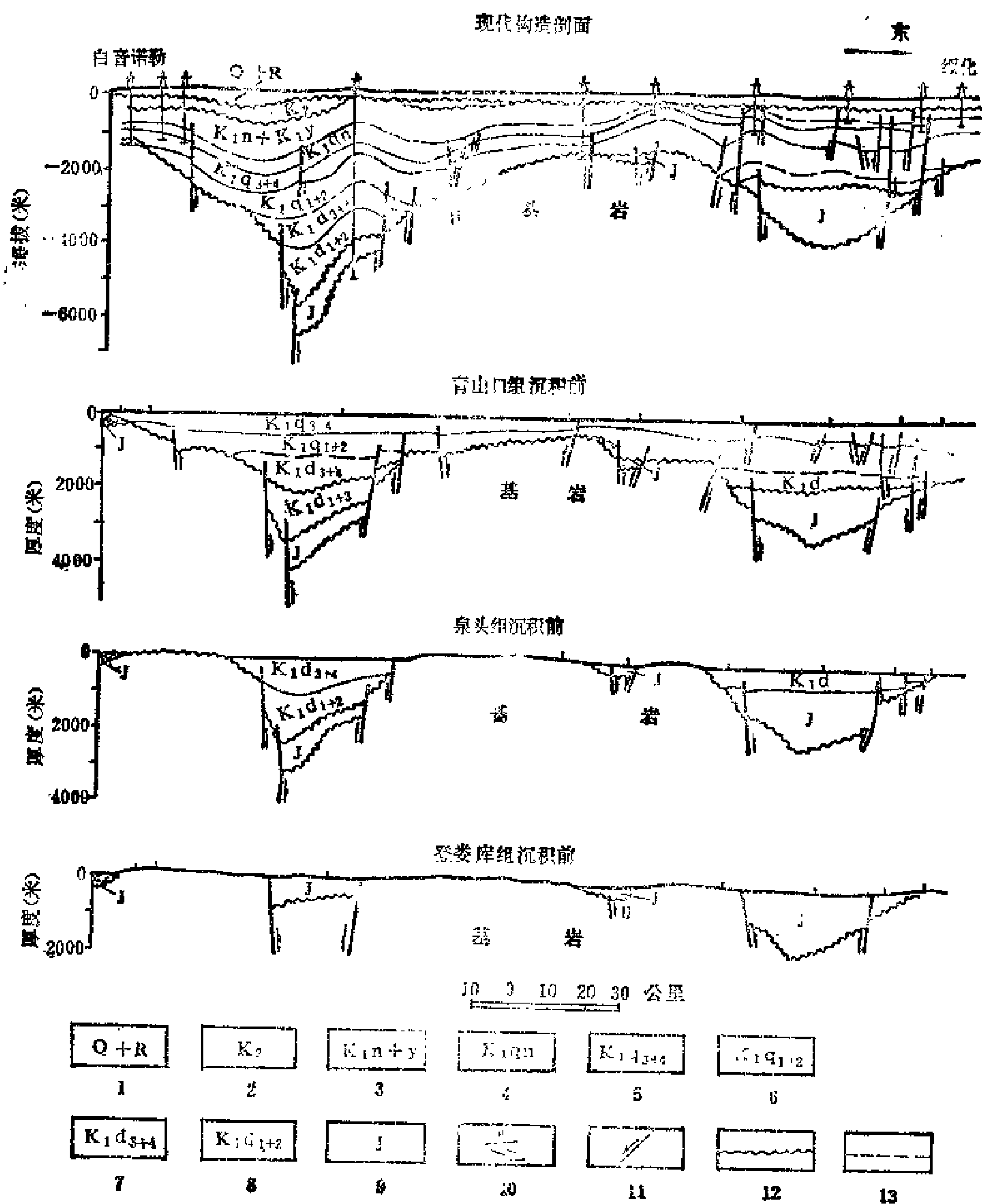


图4-9-3 松辽盆地泰康白音诺勒—绥化地质发展史横剖面图

1—第四系+第三系；2—上白垩统；3—下白垩统嫩江组+姚家组；4—青山口组；5—泉头组三、四段；6—泉头组一、二段；7—登娄库组三、四段；8—登娄库组一、二段；9—侏罗系；10—流纹斑岩；11—断层；12—不整合；13—假整合

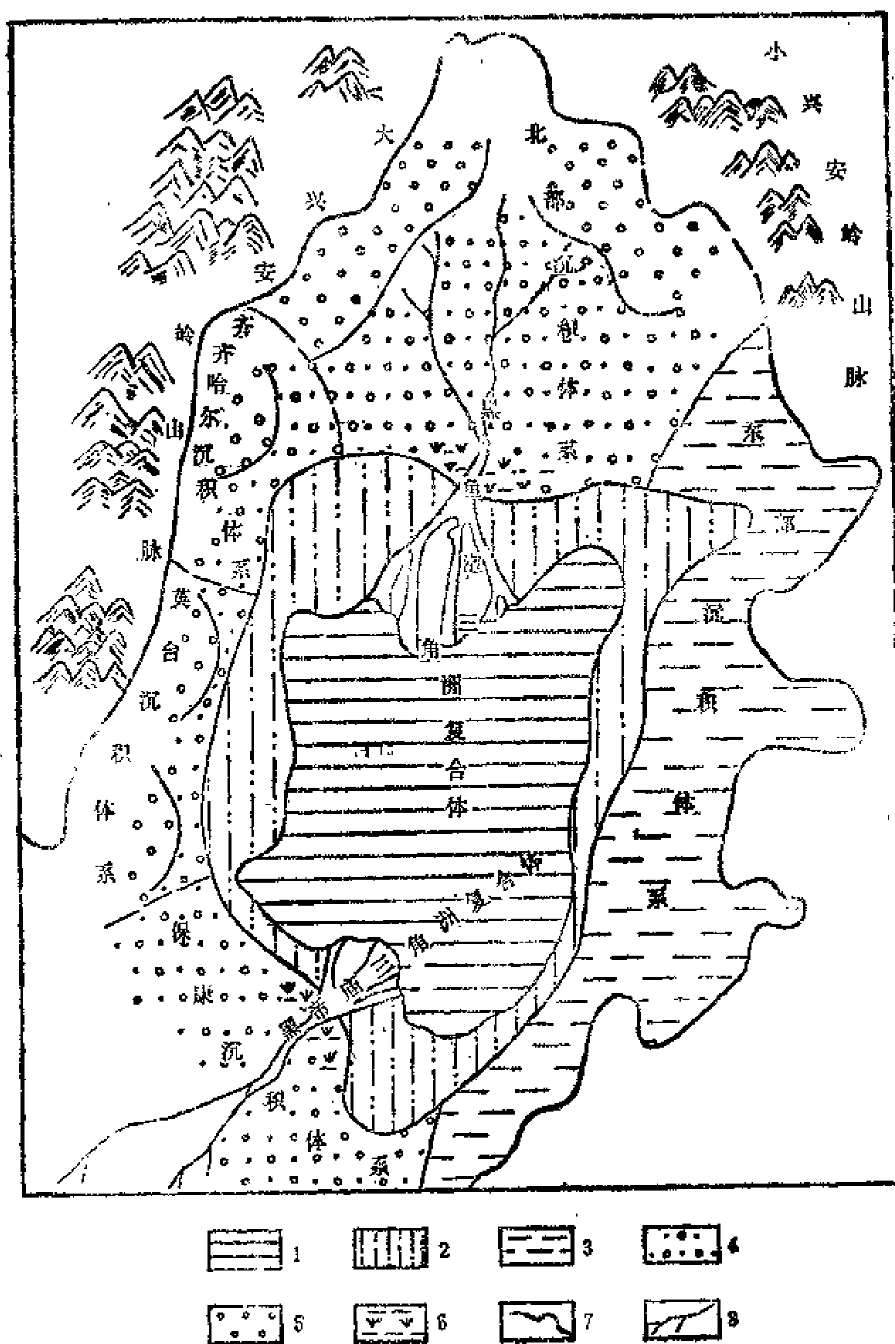


图4-9-3 松辽盆地青山口组二、三段沉积相带分布图(据大庆油田)

1—较深湖—深湖相；2—浅、滨湖相；3—[illegible]积相；4—泛滥平原相；5—洪积相；6—沼泽相；7—盆地边界；8—水系

1.晚侏罗世——隆张阶段开始：基本面貌是由许多分散的小地堑组成，乃地幔上隆、地壳开始拉张的产物。沿断裂普遍有火山喷发，致使河流沼泽相碎屑岩中夹有多层火山岩及火山碎屑岩，局部厚度可超过1000米。

2.早白垩世登娄库组——裂陷初期：在登娄库组沉积时期，松辽盆地中部为一条北北东向延伸的古中央隆起。古隆起顶部平缓，两翼较陡，断裂发育。古隆起将登娄库组下部（登一、二段）沉积分割成两部分，登三段以上的沉积在隆起部位超覆减薄。形成东西两个较大的裂谷。特别是西侧裂谷面积达 1.7 万平方公里以上。裂谷中主要发育一套灰绿、棕褐、灰黑色泥岩与砂岩组成湖相杂色砂泥岩建造，厚1300～2000米。按照登娄库组相当于奥特里夫和巴列姆阶的对比意见，盆地裂谷初期延续时间约 500 万年。

3.早白垩世泉头组至嫩江组——裂陷极盛期：泉头组开始，盆地进入大型拗陷发育全盛时期，沉积范围已超出前一阶段的边界，此后逐渐扩大。各组地层向盆地边缘层层超覆。到嫩二段时期达到最大，面积约二十万平方公里以上，以后又逐渐缩小。这个时期形成的河流—湖泊相碎屑岩和泥岩，在纵向上组成粗—细—粗相间的三个旋回。以较快速的稳定沉降为主，沉降速度较长时间大于沉积速度，在盆地中部分布着较大面积的深湖区。由于拗陷是在裂陷初期基础上持续发展，其沉积中心和沉降中心基本上稳定在同一部位，沉积了深湖相黑色泥岩，有利于油气的生成。围绕沉积中心，岩性相对较细的部位，由于多物源供给的较粗碎屑沉积成环带状分布。松辽盆地在裂陷极盛期中，不同时期沉降与沉积补偿之间的关系不同，形成两种主要沉积模式：（1）湖泊—河流三角洲沉积，形成持续沉降阶段。沉降速度大于沉积补偿速度，在盆地中心存在一定面积的深湖区，河流入湖处形成比较发育的三角洲。按照一定相序分布，即深湖相、滨湖—浅湖相、三角洲前缘相、三角洲分流平原相、泛滥平原相、洪积相等，统称为湖相砂泥岩建造。如青一段、青二、三段、姚二、三段、嫩一段等都属此种类型（图4-9-3）。（2）河流相泛砂岩沉积，主要形成于持续沉降过程中的相对上升阶段，沉降速度和补偿速度相近。从盆地边部的洪积相过渡为泛滥平原相后，在相当大的范围内都属于平缓的游荡性河流沉积。在盆地中部虽有汇水区（浅湖）作为沉积中心，但没有明显深湖相区和相应的三角洲相带，成为冲积平原建造，如嫩江组四、五段。

早白垩世嫩江组沉积后，盆地经历了一次微弱的构造变动，初步形成了凹、隆相间的构造面貌，并造成了上、下白垩统之间的轻微角度不整合。

4.晚白垩世至新生代——盆地缓慢沉降萎缩阶段：在这一阶段中，构造活动较强，拗陷渐趋萎缩。沉积范围基本上仍受大型拗陷控制。上白垩统和新生界沉积厚度最大地区均在盆地西部。晚白垩世末盆地内再次发生构造变动，各二级构造带和局部构造基本定型。第四纪又行下降，逐渐形成了现代盆地轮廓。

由上可知，晚侏罗世是盆地形成的前奏时期；至早白垩世登娄库组盆地开始形成，青山口组至嫩江组沉积阶段是盆地发育的高潮期；晚白垩世四方台组、明水组沉积逐渐萎缩，到新生代则是盆地发育的尾声。

盆地内主要生油层发育在盆地裂陷最盛期，如青一段和嫩一段、青二、三段和姚二、三段。另外，嫩江组二、三段在古龙凹陷和长岭凹陷也是较有利的生油层。泉头组以下深部地层勘探程度低，但登二段、泉二、三段和侏罗系都有暗色泥岩发育，是深部可能的生油层。目前盆地内共有黑帝庙、萨尔图、葡萄花、高台子、扶余、杨大城子等六个含油层，组成三个含油组合（表4-9-1）。

由于盆地从白垩系登娄库组经泉、青、姚、嫩组段沉积范围逐渐扩大，基本上是向盆地

表4-9-1　　　　　　　　　　　松辽盆地含油组合概况表

统	组 段	生 油 层	储油层名称	盖 层	组合名称
下白垩统	嫩五段				上部含油组合
	嫩四段		黑帝庙油层（H）		
	嫩三段				
	嫩二段				
	嫩一段		萨尔图油层（S）		中部含油组合
	姚二、三段				
	姚一段		葡萄花油层（P）		
	青二、三段		高台子油层（G）		
	青一段				
	泉四段		扶余油层（F）		下部含油组合
	泉三段		杨大城子油层（R）		

边缘超覆，嫩二段是沉积范围最大的时期，黑色泥岩可直接超覆到盆地边缘侏罗纪以前的老地层之上，厚度50～200米，有利于下伏含油层内油气的保存，形成良好的区域性盖层。

根据盆地基岩构造的展布、地质发育、沉积岩厚度大小以及盖层构造特征，把盆地分成六个构造单元（图4-9-4）。

Ⅰ、西部斜坡区：基岩平缓有小型地堑构造，埋深500～2000米，沉积盖层呈区域性大单斜，自盆地边缘倾向盆地内的中央拗陷，构造平缓，多为小型鼻状构造。该区缺失登娄库组及部分泉头组地层，泉头组二、三段开始向西超覆。这个地区离生油中心近，鼻状构造圈闭发育，并有岩性岩相变化地层尖灭存在，是找寻非背斜型油气藏的有利地区。

Ⅱ、北部倾没区：基岩由北向南倾伏，埋深300～3000米，北东及东西向断裂发育；盖层构造以鼻状构造为主，泉头组向北超覆。

Ⅲ、中央拗陷区：面积约2.9万平方公里，基底呈长条槽形，受断裂控制，基岩埋深4000～7000米，最大深度可达9000米。地层发育齐全，是盆地内长期处于稳定下沉的有利生油区。该区二级构造发育，多为继承发育的同沉积构造，面积大、形成时间早，圈闭保存完好。拗陷内发育有与三角洲有关的砂岩体，储集条件十分有利。已发现五个油层组，是盆地主要高产区，大庆长垣就分布在该区中央。

Ⅳ、东北隆起区：白垩纪末本区上升隆起，构造成排成带，两排构造之间的缓化凹陷地层发育齐全，沉积厚度达3000米以上，有登娄库组分布，推测离生油凹陷较近的二级构造带是有利于油气聚集的场所。

Ⅴ、东南隆起区：白垩纪末上升隆起，二级构造带和局部构造发育。储集层以泉头组为主。由于本区上升剥蚀，油气保存条件较差。但宾县王府凹陷和榆树德惠凹陷下白垩统厚达3500米，有青山口组生油层存在，农安构造泉四段见油，因此本区仍有一定的远景。

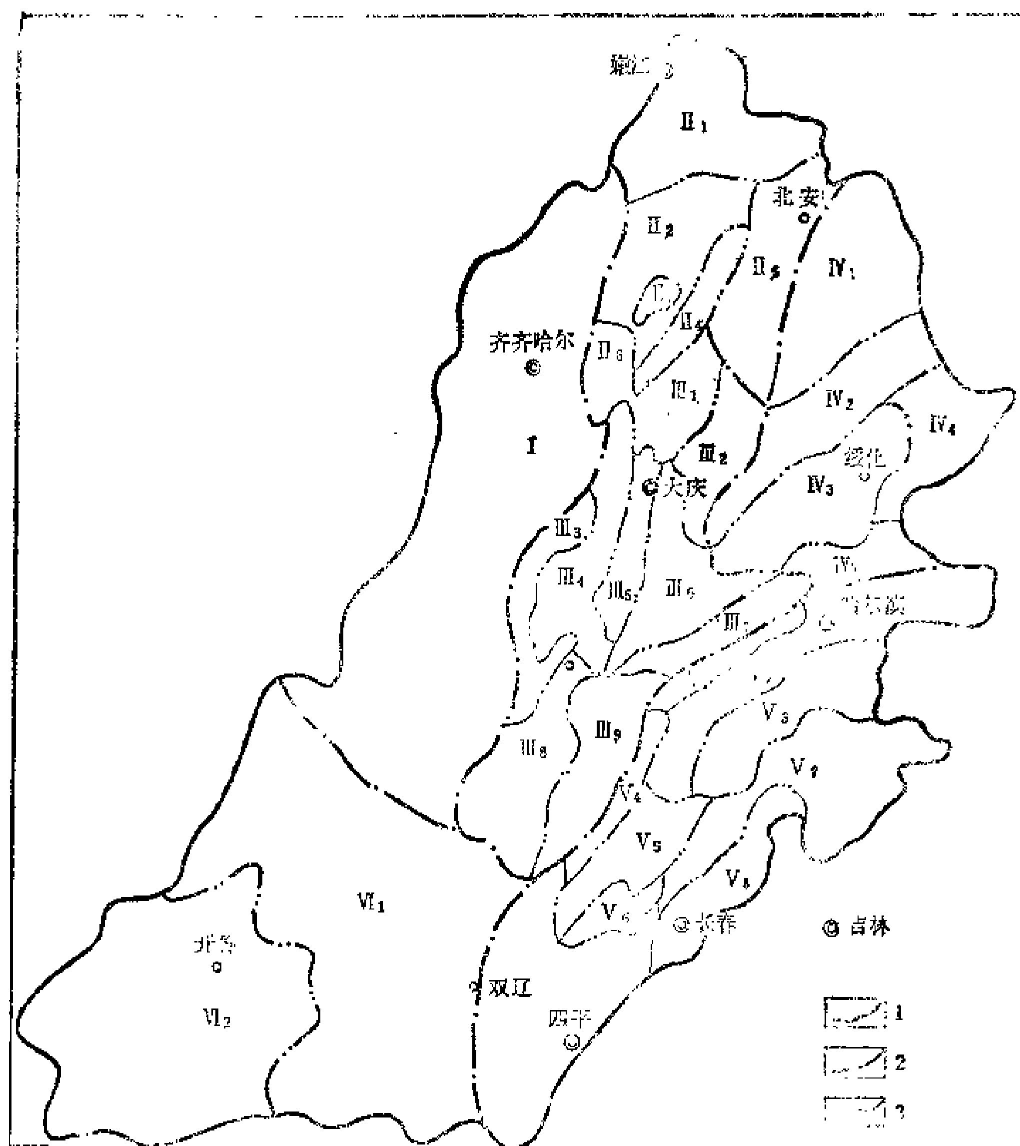


图4-9-1 松辽盆地构造区划图

1—盆地边界；2—一级构造分区线；3—二级构造分区线

Ⅰ—西部斜坡区

Ⅱ—北部倾没区：Ⅱ$_1$—嫩江阶地；Ⅱ$_2$—依安凹陷；Ⅱ$_3$—三兴背斜带；Ⅱ$_4$—克山依龙背斜带；Ⅱ$_5$—乾元构造带；Ⅱ$_6$—乌裕尔凹陷

Ⅲ—中央拗陷带：Ⅲ$_1$—黑鱼泡凹陷；Ⅲ$_2$—明水阶地；Ⅲ$_3$—龙虎泡大安阶地；Ⅲ$_4$—齐家古龙凹陷；Ⅲ$_5$—大庆长垣；Ⅲ$_6$—三肇凹陷；Ⅲ$_7$—朝阳沟阶地；Ⅲ$_8$—长岭凹陷；Ⅲ$_9$—扶余华字井阶地

Ⅳ—东北隆起区：Ⅳ$_1$—海伦隆起带；Ⅳ$_2$—绥伦背斜带；Ⅳ$_3$—绥化凹陷；Ⅳ$_4$—庆安隆起；Ⅳ$_5$—呼兰隆起带

Ⅴ—东南隆起区：Ⅴ$_1$—长春岭背斜带；Ⅴ$_2$—宾县王府凹陷；Ⅴ$_3$—青山口隆起带；Ⅴ$_4$—登娄库背斜带；Ⅴ$_5$—钓鱼台隆起带；Ⅴ$_6$—杨大城子背斜带；Ⅴ$_7$—榆树德惠凹陷；Ⅴ$_8$—九台阶地

Ⅵ—西南隆起区：Ⅵ$_1$—伽马吐隆起带；Ⅵ$_2$—开鲁凹陷

Ⅶ、西南隆起区：近南北向断裂发育，基岩埋深500～1600米，近南北向断裂发育。侏罗系为超覆沉积，缺失登娄库组，泉头组、青山口组分布不广，姚家组和嫩江组沉积范围才逐渐扩展。由于本区勘探程度低，尚待进一步研究。

松辽盆地圈闭类型除了在斜坡区发育构造鼻、地层岩性圈闭外，其主要类型是以平缓的短轴背斜和穹窿背斜为主，多呈北东及北北东向展布。其成因类型主要有两种：（1）与差异压实作用有关的背斜；（2）与生长断层有关的背斜。前者如大庆长垣，它自北而南为喇嘛甸、萨尔图、杏树岗、高台子、葡萄花、太平屯、敖包塔等背斜。在这些三级构造除各自的具有圈闭条件外，大庆长垣统一被－1050米构造等高线所圈闭，面积达2000平方公里，闭合高度为100～600米。致使在含油高度大于局部高度的情况下，保证了油柱的高度，使油气保存在长垣统一的圈闭之中，形成大型背斜带整体含油。这些背斜发育在顺湖盆长轴方向的大型高建设三角洲砂体之上，在河湖过渡带，大砂体与其两侧存在较大的砂、泥岩比差，由于差异压缩，形成了一系列以小幅度背斜为主的压实构造。后期应力场的改造作用，继承了差异压实构造的形态特征，并使幅度、面积进一步扩大成为现今的构造。这样的构造圈闭是盆地内最好的储油空间。松辽盆地另一特征是在三角洲前缘葡萄花地区有生长断层发育，但规模小，生长指数也很小，一般在1.1左右；盆地西部新店地区的生长断层，其生长指数也在1.03～1.18之间，因此也有与生长断层有关的滚动背斜出现。

总之，松辽盆地有良好的生油层，储集岩发育，圈闭条件最佳，形成了著名的大庆油田。

松辽盆地油气田形成的地质条件，主要是大型深凹陷提供了丰富的油源，大型的构造圈闭和大砂体配合，形成了构造控制的大油田。

大庆油田位于齐家—古龙和三肇两个有利的生油凹陷之间，生油层厚达500～700米，通过对运移指标的研究，从正烷烃含量、微量金属元素含量、碳同位素和主峰碳的变化等资料分析，均说明大庆油田的原油来自两侧的生油凹陷，长期发育的生油凹陷提供了丰富的油源（图4-9-5）。

大庆油田位于大型复合三角洲沉积部位，储集条件优越。这些储集层上下均为生油层所夹持，形成顶生、底生、侧生三种方式，使油气运移到储集层中。在砂体的背景上形成了大庆长垣构造带，为油气聚集提供了良好的圈闭条件。而且这些构造的形成时期与烃类大量的转化运移时间配合较好，在构造发育完成和定型时期，附近凹陷中的青山口组和嫩江组一段生油层，先后达到了向烃类大量转化的生油门限深度（1180～1330米）。在近似的深度下，粘土矿物开始出现蒙脱石—伊利石混合层。伴随着混合层粘土矿物的排水作用，生油层中烃类开始运移到储集层中。凹中之隆的大庆长垣，又为分散在储集层中的烃类向构造高部位运移聚集，提供了良好的场所。同时大庆长垣还发育了644条正断层，这又为油气运移提供了通道。因此，松辽盆地形成多种多样的油气藏，如构造控制的油气藏、断层控制的油气藏，构造、断层、岩性因素控制的油气藏，以及岩性油气藏等类型，成为我国最大的含油气盆地之一。

二、二连盆地

二连盆地临近中蒙边境，面积十万多平方公里，处于晚海西期中亚蒙古地槽遇合的缝合带内。中生代为裂谷型盆地类型。

盆地中地层可分三大套，由下而上第一套为中、深变质的志留系、泥盆系地层；第二套是中、浅变质的石炭系、二叠系地层；第三套是中、新生界沉积岩和火山岩等。前两套为地槽沉积，经褶皱变质构成盆地基底。中、新生代为陆相沉积，属沉积盖层。

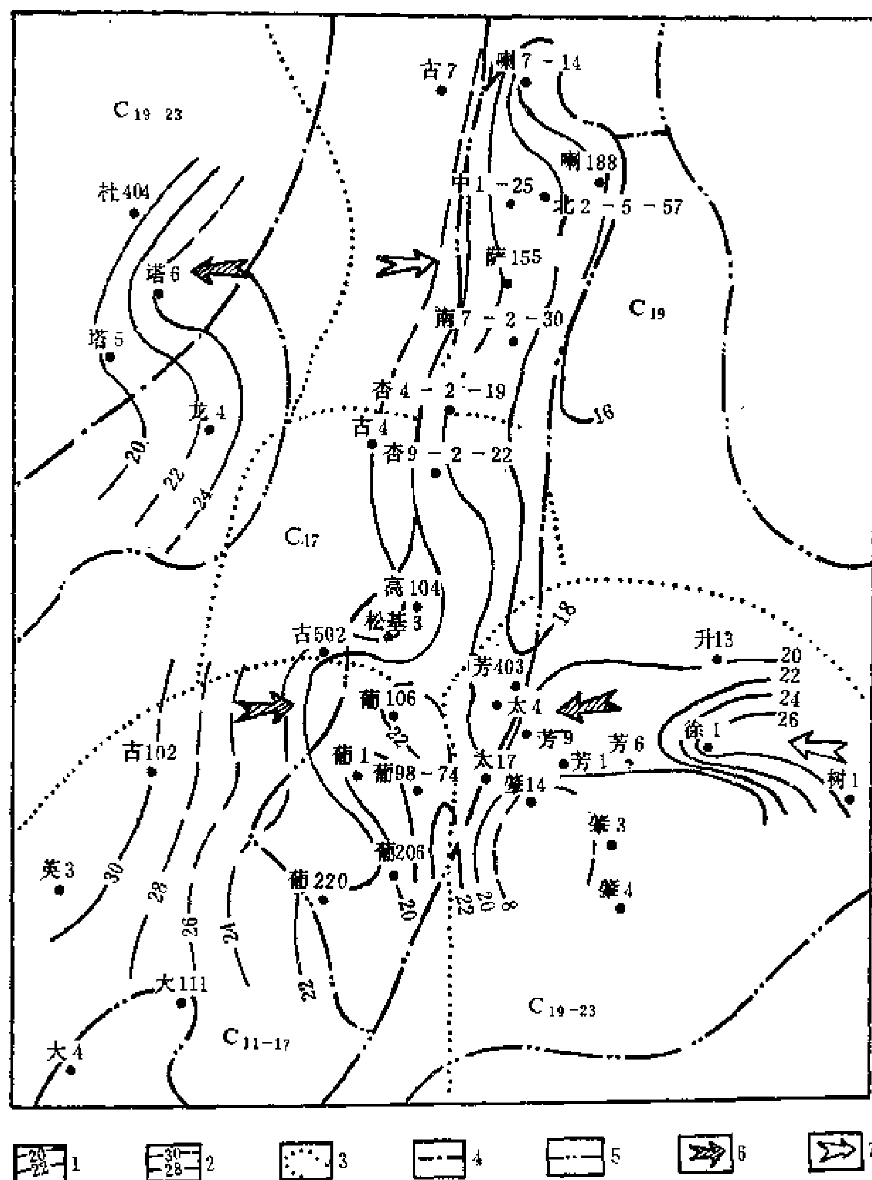


图4-9-5　大庆长垣油气运移方向图

1—正烷烃含量等值线；2—正烷烃含量推测等值线；3—主峰碳数分区线；
4—一级构造分区线；5—二级构造分区线；6—油气运移方向；7—推测油气运移方向

中、下侏罗统巴彦敖包群：为砂砾岩、砂岩、页岩夹煤层，不整合于所有古生界地层之上。厚度变化较大，在阿拉坦合力一带最厚4500米，属充填性沉积。

上侏罗统兴安岭群：为一套基性火山岩和火山碎屑岩，厚2000～5000米不等。

上侏罗—下白垩统巴彦花群：分布零星，岩性为灰白、灰绿、灰黄、灰褐色泥岩、砾岩、粉砂岩夹煤层、油页岩等，局部地区夹玄武岩，最大厚度约1700米。

下白垩统查干里门诺尔组：下部为浅灰、灰绿色泥岩、白云质灰岩夹泥岩，上部为灰绿色、黄绿色砂质泥岩、砂岩、泥灰岩夹砂砾岩，富含化石，厚度大于100米。

上白垩统：为砂岩夹泥灰岩及泥岩，上部出现气孔玄武岩、拉斑橄榄玄武岩，厚1000余米。

第三系是一套湖沼—河流相沉积，厚度不大。

盆地发育分为两大阶段：海西晚期中亚蒙古地槽收缩，最终在索伦山—西拉木伦一带发生拼合碰撞形成缝合带。燕山期由于上黑龙江地槽的扩张，大兴安岭成为火山弧。弧间发生断陷，充填了早、中侏罗世山麓相及河流沼泽相沉积，晚侏罗世上黑龙江地槽再次发生俯冲，大兴安岭有大量基性岩浆喷发，白垩纪弧间普遍断陷，形成了广泛的河湖相沉积。喜马拉雅期盆地基本停止发育，并逐渐演化为今日的构造面貌。

据现今构造展布的特征，结合地球物理资料，将盆地划分为四个拗陷、一个隆起，其中又划分出三十三个凹陷，总面积达五万多平方公里（图4-9-6）。这些凹陷的边界为断层所控制，形成地堑式或单断式断陷。盆地内正断层发育，主要有北东和北西向两组，北东向断层延伸长、断距大，是控制凹陷的主断裂，北西向断裂断距小、延伸短，使凹陷内部构造复杂化。

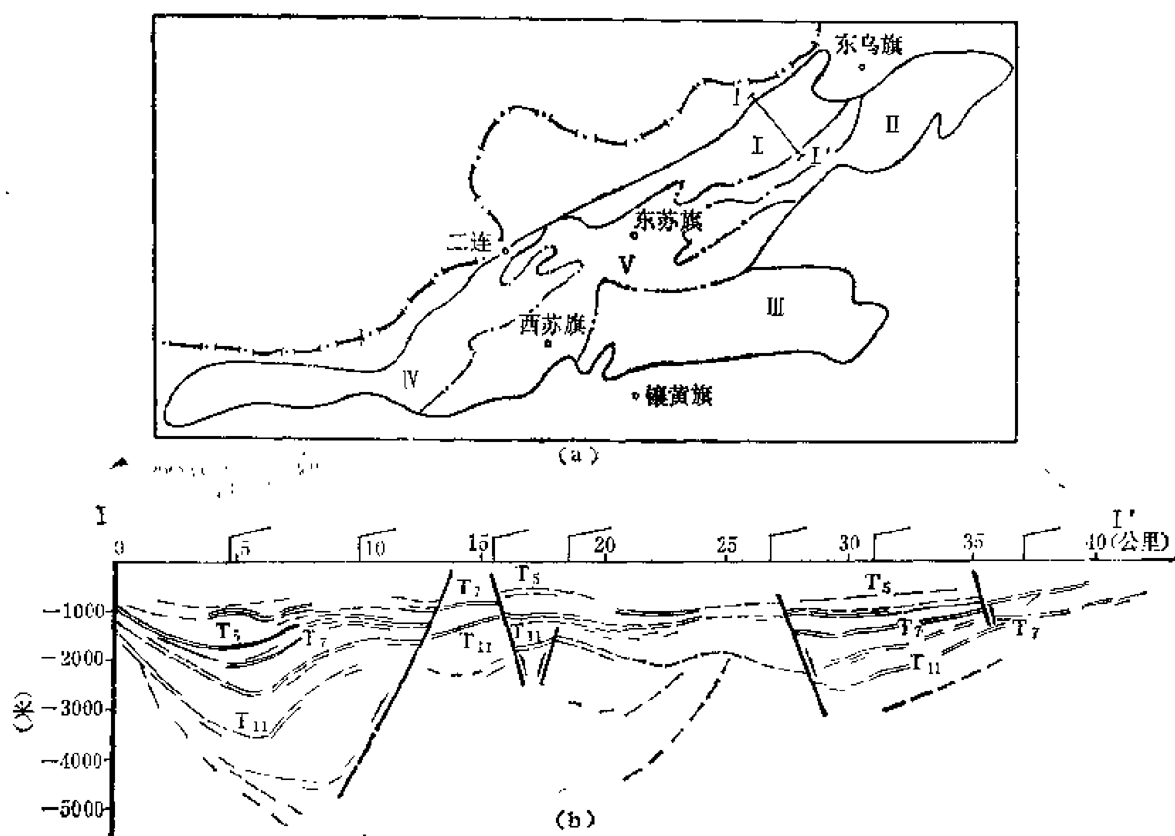


图4-9-6　二连盆地构造单元划分图及剖面图

Ⅰ—马尼特拗陷；Ⅱ—乌尼特拗陷；Ⅲ—腾格尔拗陷；Ⅳ—乌兰察布拗陷；Ⅴ—苏尼特隆起

位于巴音都兰凹陷的ZK-5孔井深211.67米见厚达73.94米含油砂岩、砂砾岩。这口水文钻孔西北150米的另一钻孔ZK-付5井深214.64米，见到厚达39.44米含油砂岩、砂砾岩。这些含油砂岩含油饱满，成棕褐-黑褐色，质疏松，多成散砂砾状。含油层位于上侏罗-下白垩统巴彦花群。

其它有布1孔、H8孔、胜25孔、胜30孔分别于上侏罗统兴安岭群、上侏罗-下白垩统巴彦花群和下白垩统中见到沥青和稠油显示。

从现有资料分析，盆地内有三套生油岩系：中下侏罗统巴彦敖包群（或马尼特庙群），上侏罗-下白垩统花彦花群，下白垩统查干里门诺尔组。岩性均以灰白、灰黄色砂岩、砂砾

岩间夹灰黑色、灰黄色泥岩、页岩、油页岩，并夹有煤层和泥灰岩。暗色泥岩厚度大，含丰富的化石，具有较好的生、储油条件，已发现工业性油流，是有较好勘探前景的地区。

三、渤海湾盆地*

渤海湾盆地面积约二十万平方公里。位于中朝陆块东半部，盆地东西与胶辽隆起、山西断隆毗邻，南北横亘着太康断隆、燕山断褶带。区内广泛发育了上元古界、古生界与中、新生界沉积岩，累计厚度约33000米。其发育历史大约经历了34～36亿年。自隐生宙以来发生了阜平、五台、吕梁、晋宁、加里东、海西、印支、燕山、喜马拉雅等重要的地壳运动。尤其印支运动以后盆地发生了巨大的变化，使得古老的地质构造得到了改造，形成了中、新生代大陆裂谷盆地。

隐生宙时渤海湾盆地是中朝陆块的一部分，由前长城系变质岩组成了盆地基底。上元古界—下古生界属稳定型陆表海沉积，上古生界至中、新生界由海陆交替相过渡为陆相沉积，其发育历史简述如下：

1.前长城纪：中朝陆块由三套结晶岩、变质岩系组成。第一套太古界，以阜平群、迁西群、鞍山群、泰山群为代表，原岩为一套巨厚的半粘土质岩、碎屑岩及基性火山岩建造，混合岩化和花岗岩化强烈，同位素年龄值在23.5～25.5亿年以上，最古老成分可达34～36.7亿年。第二套下元古界，以五台群、宽甸群、胶东群为代表，是一套火山岩—沉积岩建造，变质程度不一，混合岩化不普遍，同位素年龄值上限为20亿年，不整合于太古界之上。第三套为中元古界，以滹沱群、嵩山群、辽河群、粉子山群为代表，是一套变质轻微的沉积岩建造，混合岩化不显著，年龄值上限为18亿年，该套岩系不整合于太古界之上。

据航磁资料分析，第一套岩系显示为正磁力异常，而正负相间的磁异常或负磁异常环绕正磁异常出现，即以第一套岩系为核心，第二、第三套岩系依次出现，形成增生加积。这一过程大致经历了阜平、五台、吕梁等三次地壳运动，逐渐形成了统一的、固结的中朝陆块的基底。其古构造轮廓实际上是上述三期地壳运动叠加作用的结果，造成了以东西向构造为主，北东向构造为辅的古构造综合图像（图4-9-7）。

2.晚元古代：吕梁运动形成了中朝陆块的基底，从此进入了一个新的地质历史时期，沉积了陆块上第一套沉积盖层——上元古界。其沉积可分为三种类型：燕辽地区，以碳酸盐岩为主，碎屑岩、粘土岩发育在早、晚期；豫西地区，为一套海底喷发火山岩系；徐淮—辽南地区，为一套碳酸盐岩和碎屑岩。除豫西为过渡型沉积外，其它均属陆表海稳定型沉积。

晚元古代经历多次影响程度不同的构造变动，但以升降作用为主，无明显的褶皱变动。古构造主要表现为巨型东西向拗、隆构造，其次为北东向隆起（图4-9-8）。自北而南依次分出内蒙隆起、燕辽拗陷带、山海关—马兰峪隆起、冀西—内黄隆起、徐淮—辽南拗陷带、淮阳—胶南隆起。其中燕辽拗陷带呈东西向展布，由四个凹陷组成，沉积有长城系、蓟县系、青白口系，最大厚度有9500余米，为一个完整的海侵—海退旋回。早期海域向南延伸至太行一带，形成太行海湾。蓟县系有良好的成油环境，燕辽地区广泛发现原生油苗，成为我国最古老的生油岩系之一。

3.古生代—三叠纪：晚元古代末中朝陆块整体上升，经过一度风化剥蚀，先后接受了古生代沉积。这一阶段可分两个时期。

早古生代：初期海侵、海退交替出现，后期海侵达到高潮，出现大量碳酸盐岩沉积。除

* 本部分主要依据谭试典、易炽昌、张金林，1979，"渤海湾盆地区域构造发展史研究"一文，及大港、华北、辽河、胜利等油田资料编写。

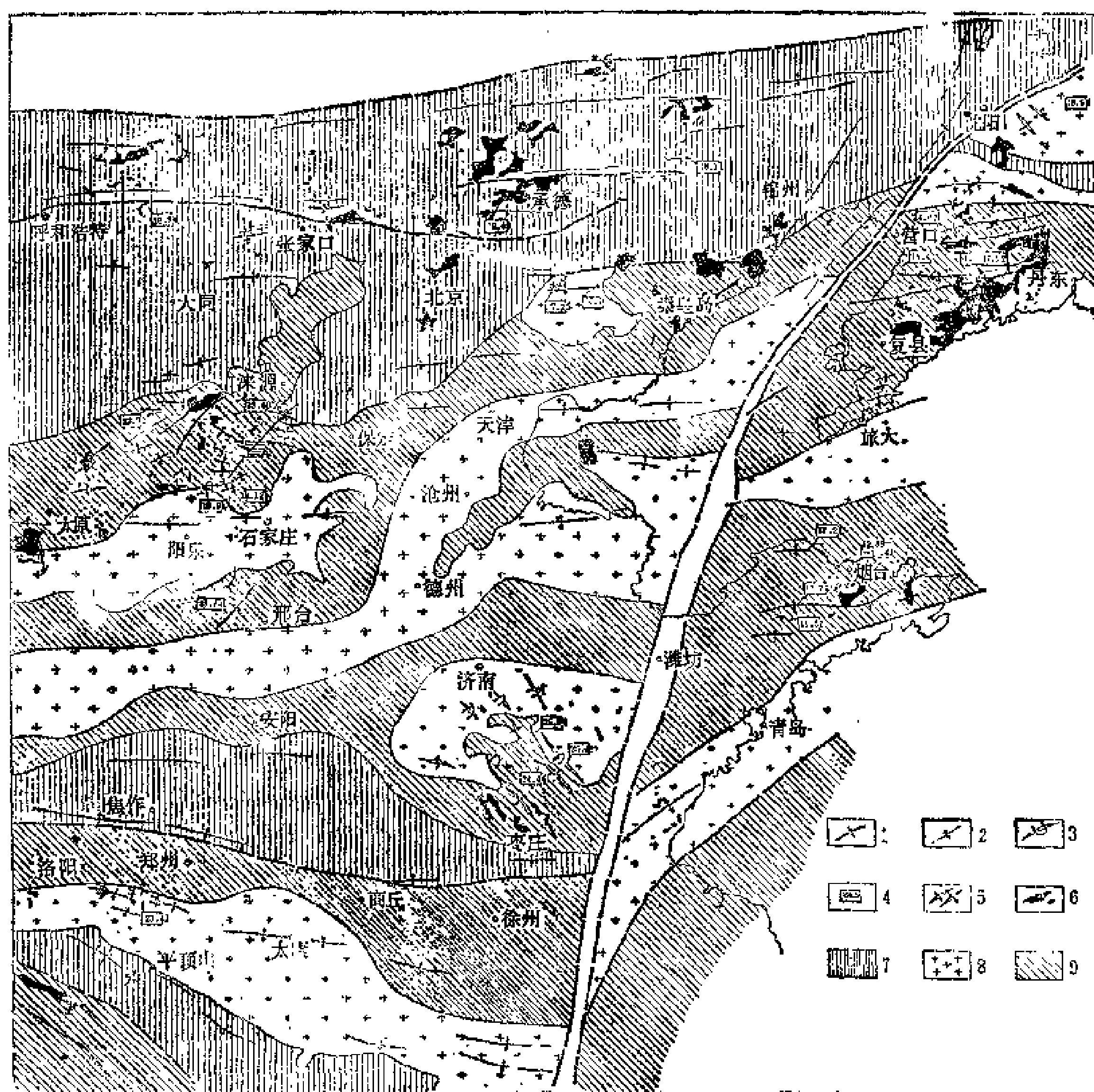


图4-9-7　渤海湾盆地基底构造轮廓图

1—复背斜带；2—复向斜带；3—阜平期倒转背斜；4—变质年龄（亿年）；5—阜平期褶皱轴；6—太古代中酸性侵入体；7—正负相间的磁异常带；8—正异常带；9—负异常带

南北的淮阳隆起、内蒙隆起仍保持隆起外，内部出现潮上、潮间带或水下隆起，把陆表海盆分割成若干凹陷带，基本继续了晚元古代的构造格局（图4-9-9及4-9-10）。

晚古生代—三叠纪：中朝陆块在中奥陶世末隆起，遭受长期的风化剥蚀和准平原化。中石炭世开始下降接受了大范围碳酸盐岩沉积。晚石炭世海陆交替相发育。早二叠世除南缘有小规模的海侵外，其它地区完全被滨海平原沼泽和湖沼相所代替。晚二叠世晚期广泛发育平原河流相沉积。中、下三叠统与二叠系为连续沉积，但分布零星。晚古生代岩相带总体呈东西向展布，其古构造与之完全一致。在图4-9-11中，利用晚古生代的建造展布规律反映当时的古构造轮廓，证明它与早古生代有一定的继承性；同时也反映了印支运动所造成的形变，以印支运动后所造成的早侏罗世构造盆地为代表，从而清晰地看到这个发展时期是重要的转折阶段。它不但继承了早古生代古构造格局，而且产生了大量的北东向新生构造。

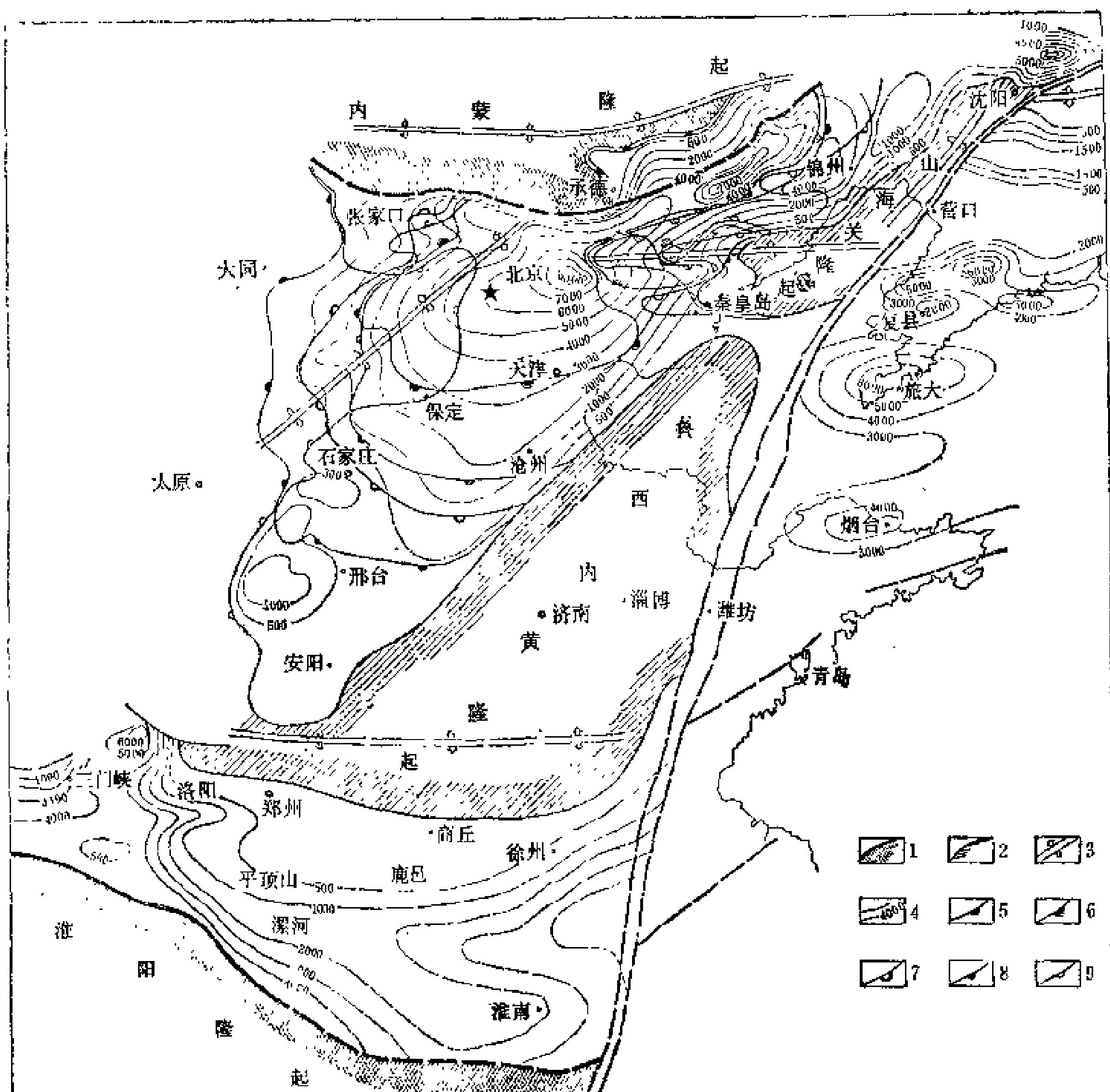


图4-9-8　渤海湾盆地晚元古代古构造纲要图

1—隆起区；2—隆起；3—晚元古代时期隆起带；4—厚度线（米）；5—青白口系缺失线；6—铁岭组、洪水庄组缺失线；7—雾迷山组、杨庄组缺失线；8—高于庄组、大洪峪组缺失线；9—串岭沟组、常州沟组缺失线

下古生界有较好的成油环境，河北唐山、曲阳，山东嘉祥、梁山，河南焦作等地均见原生油苗，证明有过油气生成的过程。上古生界具有良好的成煤环境，是我国北部重要的成煤期，为勘探煤成天然气资源提供了有利的场所。

4.中生代：中朝陆块三叠纪是古生代与中、新生代地质构造发展的转折时期，由于强烈的地壳运动，导致新型构造大量的产生。陆块西半部出现了鄂尔多斯大型拗陷，东部（包括渤海湾盆地）为断褶隆起，并有大量的断裂及小断陷产生。由于燕山运动在时间上的多期性，造成了陆相沉积的旋回性；在空间上活动强度不一，造成了东西构造的分异。因为燕山运动具有这些特点，其燕山期古构造的分区性特别明显。

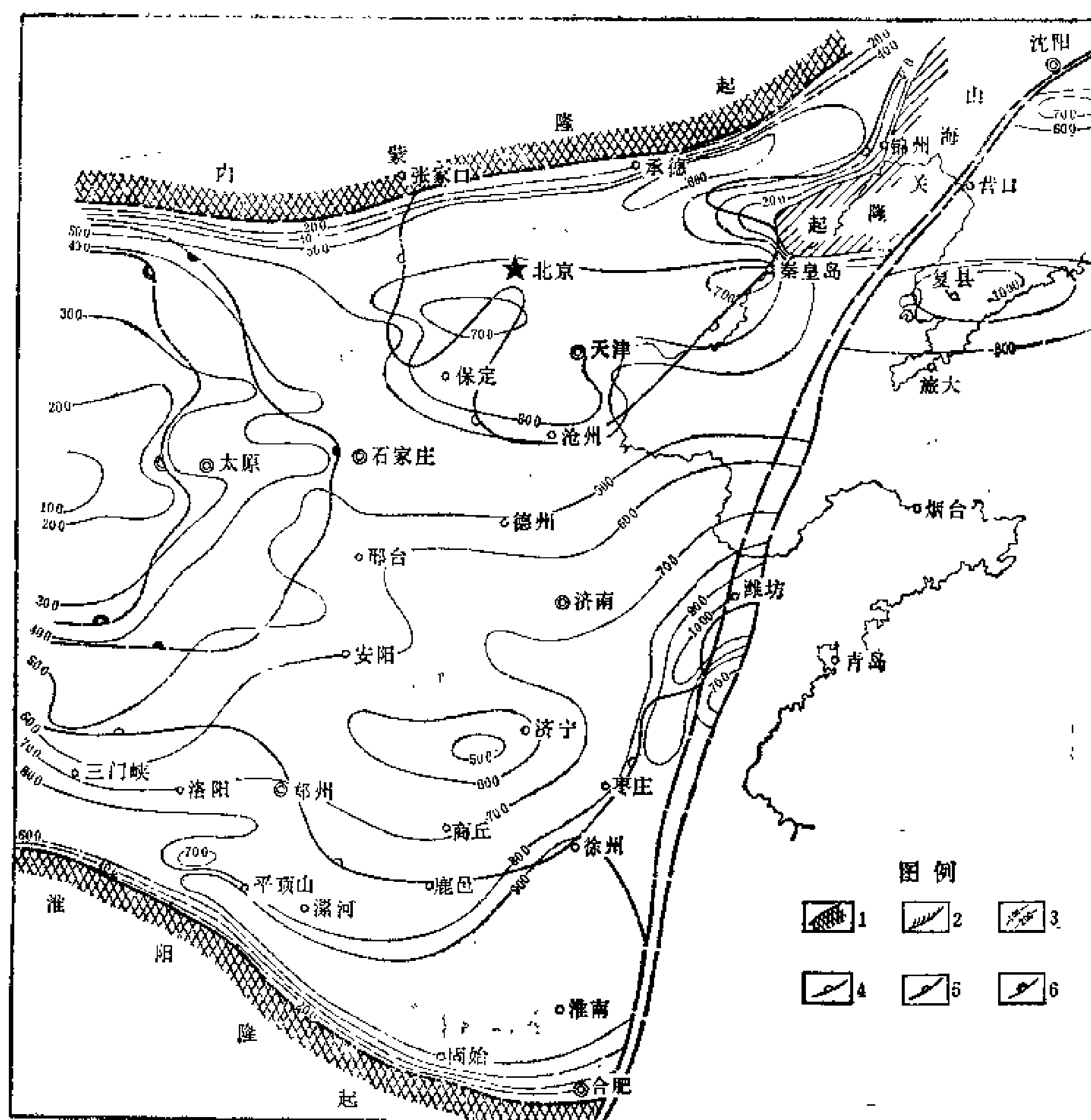


图4-9-9　渤海湾盆地寒武系厚度图

1—隆起区；2—隆起；3—厚度线（米）；4—府君山组缺失线；5—馒头组缺失线；6—毛庄组缺失线

燕山期中朝陆块东部显现几条平行的延伸较远的断裂带，如郯庐断裂、太行山东麓断裂、沧东断裂、聊兰断裂等，它们具有一个共同的特点，就是中生代活动强烈，并有中、酸性或基性岩浆活动，组成了以郯庐断裂带为主干的平移断裂系。这些断裂相互作用，使得中生代构造展布有明显的规律性（图4-9-12）。

太行山东麓断裂—沧东断裂间，沉积盖层巨厚，具有较大的可塑性，因此在上述断裂相互作用下，产生北东向褶曲，组成北东向斜列式构造带。

沧东断裂与郯庐断裂间，由于靠近主干断裂，只发育第一套基底岩系，缺失上元古界，古老东西向构造在郯庐断裂左行剪切应力作用下，改造为向北突出的弧形构造。

5.喜马拉雅期：中朝陆块东部在早第三纪古新世时期继承了燕山运动末期的构造格局，隆起遭受剥蚀和夷平。始新世至渐新世时期地壳发生了强烈的拉张裂陷，从而使盆地与燕山、

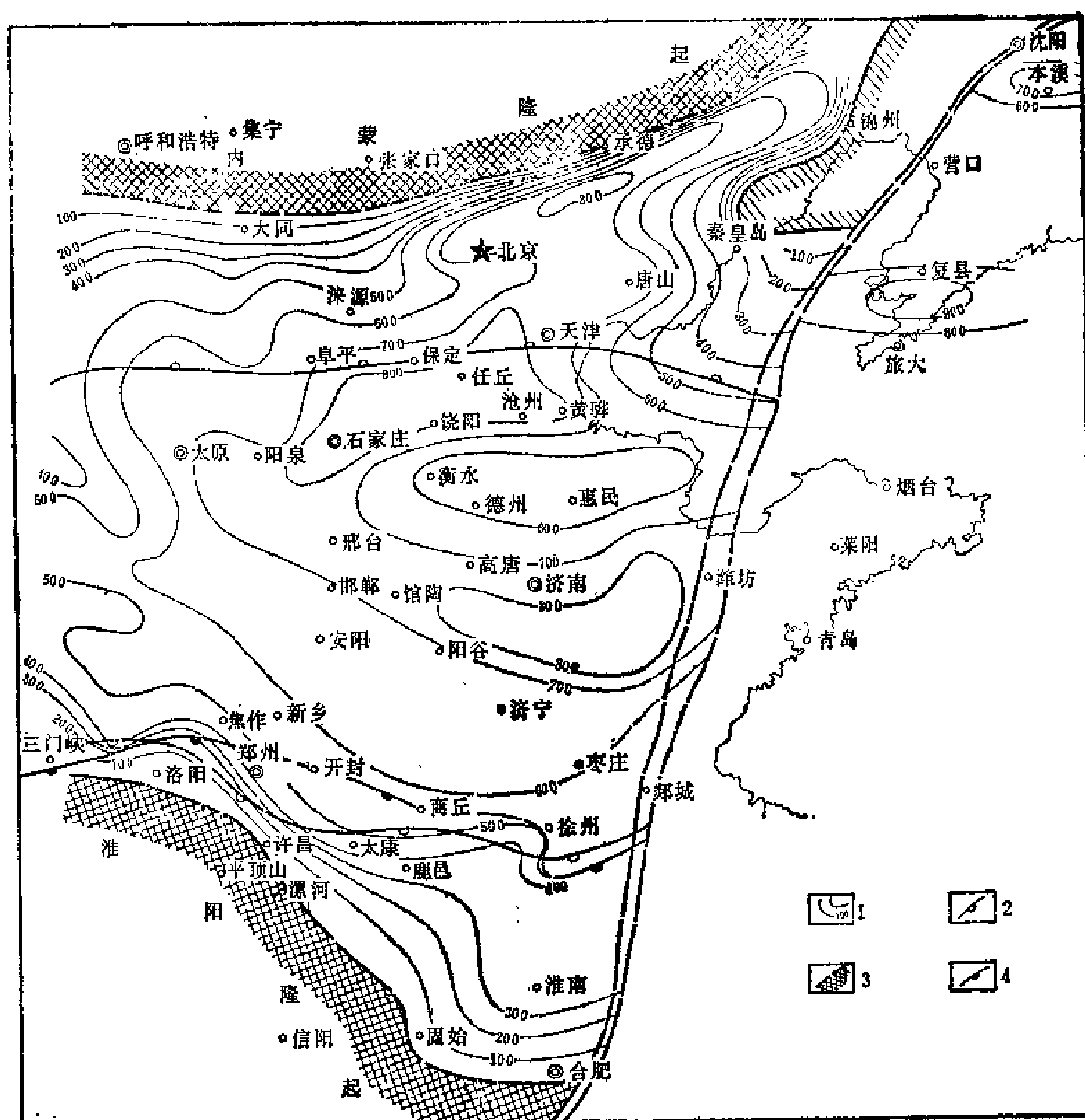


图4-9-10　渤海湾盆地奥陶系厚度图

1—厚度线（米）；2—中统峰峰组缺失区；3—隆起；4—下统缺失区

太行山、鲁西、胶辽等隆起解体，形成了大陆裂谷盆地。盆地内由许多大小不等、独特新颖的掀斜断块组成。这个时期块断裂陷作用明显，断裂深达上地幔，钙碱性岩浆活动频繁。

掀斜断块是断裂割切的地质块体。它在区域拉张应力作用下，沿正断层（生长断层）掀起、倾斜、重力滑动而形成一头高、一头低的特殊构造（图4-9-13）。这种断块构造一侧沿断层掀斜上翘，下第三系逐层超覆形成潜山；一侧沿断层重力滑动，边沉积边下掉形成槽谷，充填了湖相生油岩。因此这些断块体的构造作用与沉积作用是“同步”发生的，常常围绕断块的断棱（潜山）形成了生、储、盖、圈有规律的组合，成为油气生成与富集的基本单元。

渤海湾盆地就是由这些大小不等、深浅不同、为数众多的掀斜断块组成。根据断裂的分布，共划分了八十多个断块（图4-9-14）。

渤海湾盆地晚第三纪发育为河流泛滥平原建造，这种沉积遍及盆地，覆盖了所有的山

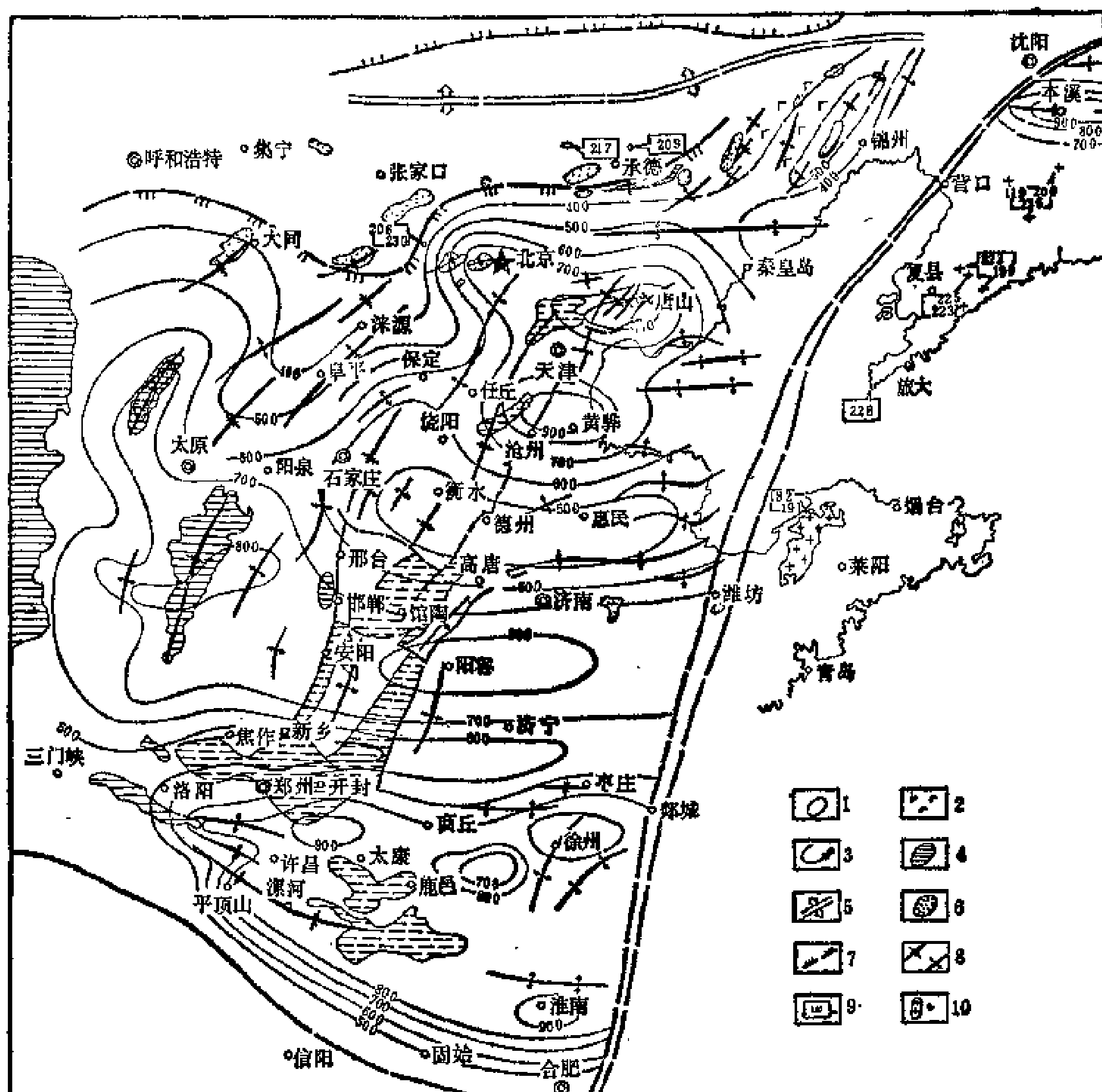


图4-9-11 渤海湾盆地晚古生代—三叠纪古构造纲要图

1—印支期基性及超基性岩；2—印支期辉绿岩；3—石炭系本溪组—二叠系石盒子组沉积等厚线（米）；4—三叠系出露区及可能分布区；5—晚古生代隆起带；6—下侏罗统构造盆地；7—上古生界推断沉积边界；8—印支期褶皱轴线；9—同位素地质年龄（百万年）；10—印支期中酸性侵入岩及岩脉

峦，组成了渤中、武清、饶阳、歧口等拗陷区。自第四纪以来，华北平原曾发生过海侵，逐渐演变成今日面貌。

综合上述地质构造发展历史，可以把渤海湾盆地地质发育历史分成三大阶段：

早期晚元古代—古生代中朝陆块南北是秦-祁洋和中亚蒙古洋，由于洋壳多次相向向陆块下俯冲消减，陆块边缘依次镶嵌了元古代、早古生代、晚古生代地槽褶皱带，陆块内部则出现东西向大型拗隆构造。

中生代随着库拉—太平洋板块的形成，中朝陆块解体，库拉—太平洋板块北北西向俯冲，引起了陆块东部地幔上拱或热膨胀，在断隆基础上产生北东向构造及断裂，俯冲带前端熔融物沿断裂上溢，形成了中、酸性岩浆带。陆块西半部鄂尔多斯则成为中生代大型拗陷。

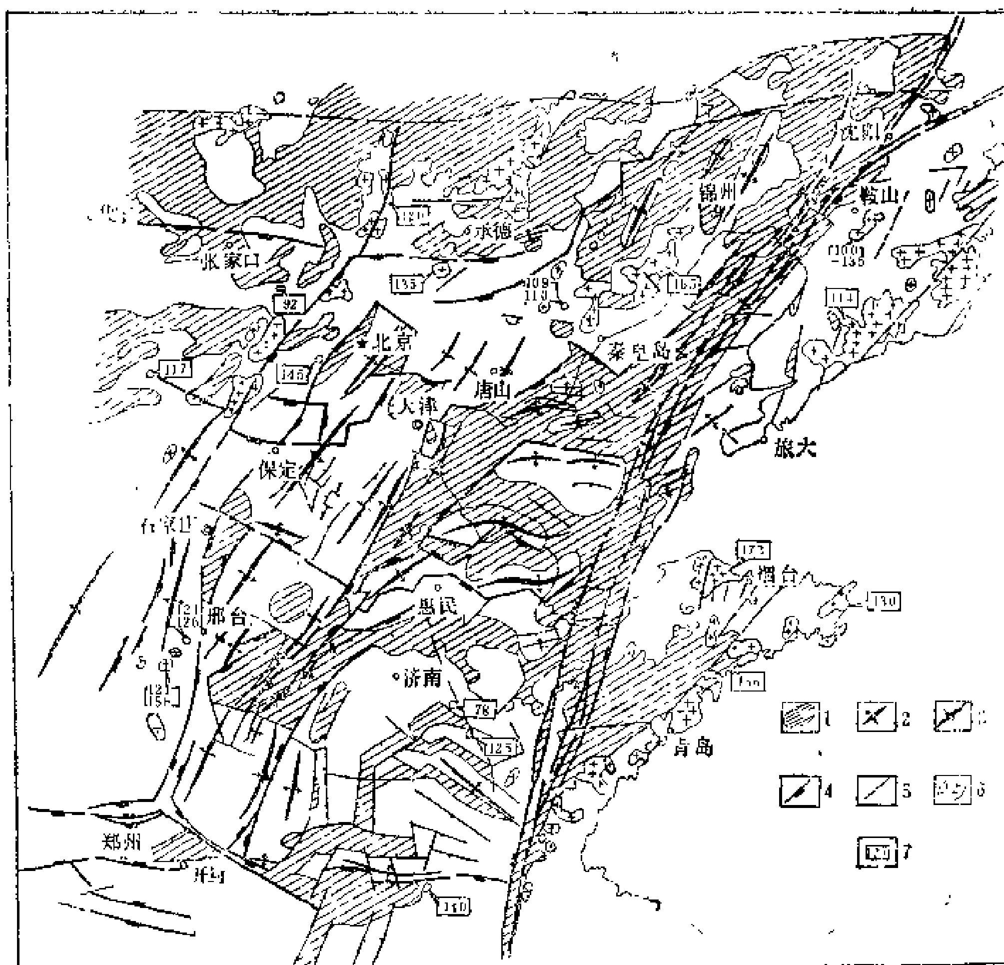


图4-9-12 渤海湾盆地中生代古构造纲要图

1—中生界沉积区；2—背斜轴；3—向斜轴；4—区域断层；5—断层；6—燕山期火成岩；7—同位素地质年龄(百万年)

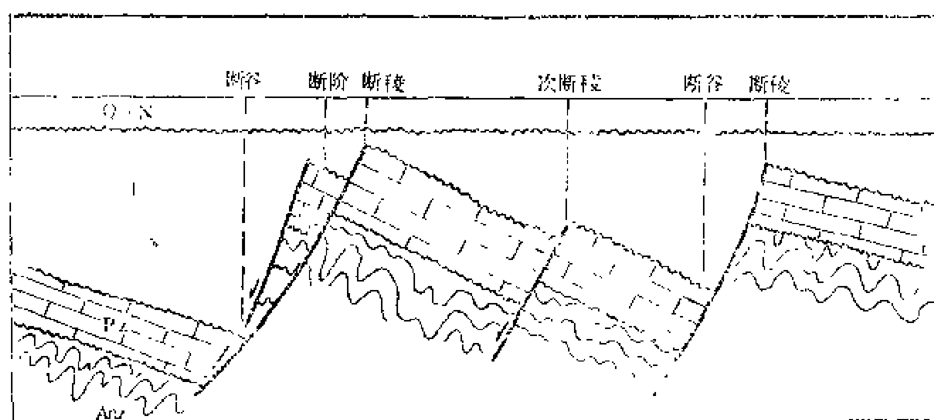


图4-9-13 掀斜断块结构示意图

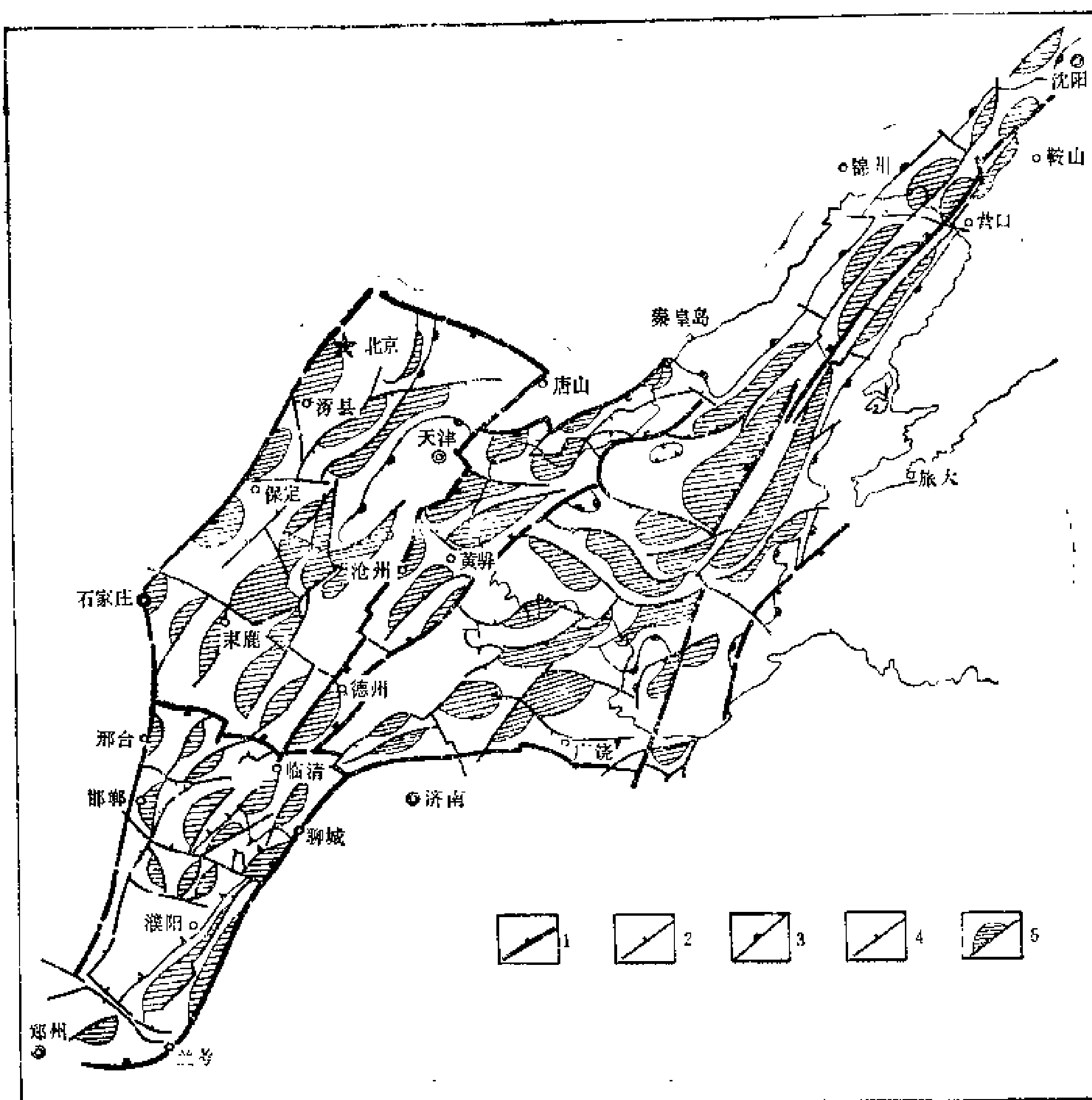


图4-9-11 渤海湾盆地早第三纪断块分布图

1—区域断层；2—断块分界断层；3—下第三系超覆线；4—下第三系侵蚀尖灭线；5—断块中断槽分布区

新生代早第三纪始新世—渐新世太平洋板块运动方式由北北西转变为北西西向俯冲，边缘海发生微型扩张，地幔上拱的陆块东部地壳受到拉张应力的影响，发生强烈的裂陷作用，经历了裂陷初期、裂陷极盛期两个阶段，形成大陆裂谷盆地，晚第三纪逐渐缓慢下沉，组成了统一的大型的渤海湾盆地。

根据上述演化的差异，考虑到下第三系的分布，盆地内构造单元可划分为：下辽河—辽东湾拗陷、渤中拗陷、黄骅拗陷、济阳拗陷、冀中拗陷、临清拗陷、东濮—开封拗陷等负向单元及若干正向构造单元，这些构造单元与莫霍面起伏构成了明显的镜像关系（图4-9-15及4-9-16）。这些拗陷中由于差异的块断裂陷活动，造成了前已述及的掀斜断块构造。从而使得凸凹相依存，并直接控制着生、储油岩系的发育与油气聚集带的形成。其主要特点如下：

1.生长断层下降盘形成生油凹陷

控制断块边界的都是生长断层。由于这类断层边沉积边活动，使下第三系地层厚度在下

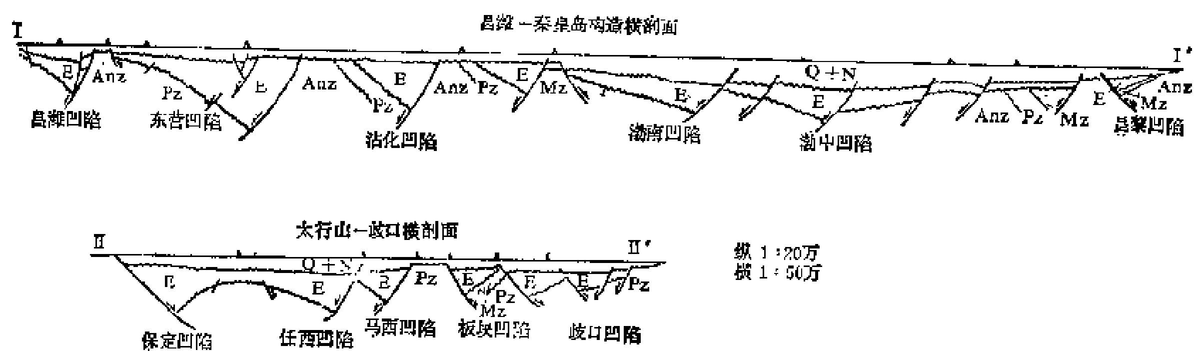


图4-9-15　渤海湾盆地构造单元划分图

1—隆起或凸起；2—大断层；3—盆地边界线；4—下第三系尖灭线；5—一般断层

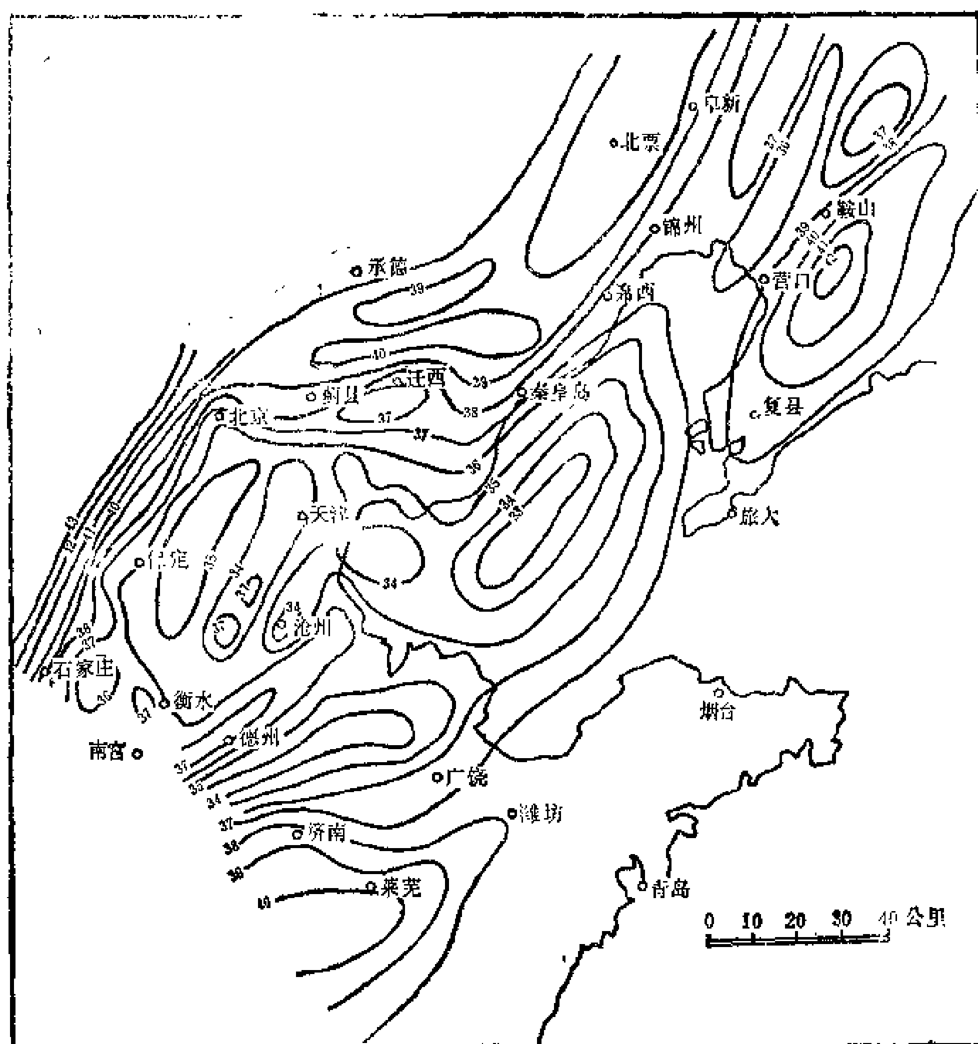


图4-9-16 渤海湾盆地莫霍面深度图(据中国科学院地球物理研究所)(等深线单位为公里)

降盘明显增大，深凹槽紧靠断层的一侧。这些下第三系深凹槽，在沉积上具有多、小、深的特点。多，就是在二十万平方公里范围内拥有八十多个凹陷（见图4-9-14），且每一个生油凹陷都有自己的沉积中心、岩性岩相带与物源区。小，就是这些凹陷最大面积为八千八百平方公里，一般为一千～二千平方公里，最小的仅七百五十平方公里。深，就是在这些凹陷内的下第三系沉积都具有快速沉降与巨厚堆积的特点，最大沉降幅度达6000～9000米。从而导至凹陷在某一时期继承发育，生油条件最好，油气富集程度最高。如东营、坝县、饶阳、辽河西部等凹陷，生油岩厚度达1500～2000米以上，平均每平方公里找到地质储量达10～15万吨。并具有机物质丰富、地温梯度高、转化条件好等有利条件。生油门限值大都在2000～2600米之间，主要生油带在2600～4600米之间。

2.块断作用控制着多种储集相的发育

渤海湾盆地在早第三纪时期，由于块断裂陷活动控制，在多凹多凸的地形背景上，具有多物源、多储集相类型的特点。

由于块断作用形成的多凹多凸，湖泊中岛屿星罗棋布，对沉积相带分布影响显著。断块体一侧为断层崖，一侧为缓坡，形似箕状。在断崖一侧形成深槽，陆源碎屑沉积较厚，沉积相类型较多，有水下冲积扇、浊积砂体、三角洲以及各种砂坝、堡坝等砂岩体。在缓坡一侧，主要发育薄层席状砂体或浅滩砂坝等。当陆源碎屑供应不足的情况下，可形成生物-鲕灰岩或泥滩。这种沉积相带分布与古地形切割、河流注入、陆源碎屑物的供应情况密切相关。例如，下辽西部凹陷的西斜坡发育了叠置的三角洲砂岩体，深凹陷内发育浊积砂岩体。

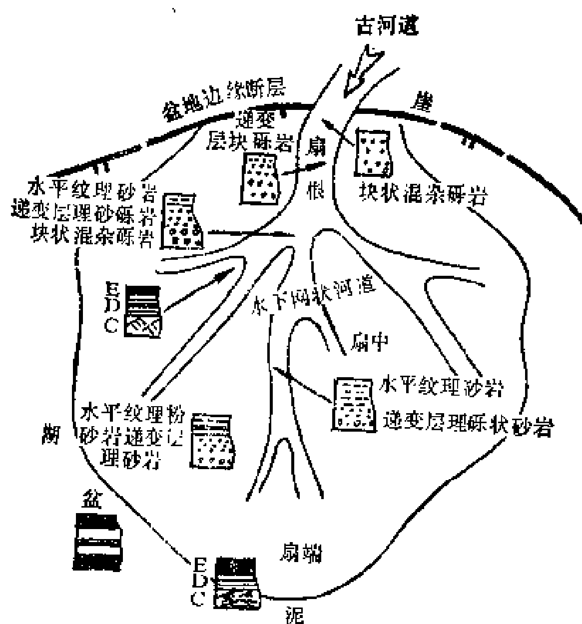


图4-9-17 水下冲积扇的沉积模式(据孙永传等)

断块盆地沉积模式千变万化，但在断崖陡坎下普遍发育水下冲积扇，几乎是这类盆地的普遍规律。这种水下冲积扇规模不一，小的仅几十平方米，大的可达一百平方公里以上，砂层厚几十米到1000余米，在断崖边呈断续分布(图4-9-17)。水下冲积扇是洪水携带近源的泥、砂、砾等进入深凹槽后迅速堆积的扇形体。这种砂屑大小混杂，分选极差，但多夹有深灰、灰黑色泥岩，无沼泽相，未见煤线或薄煤层，深灰色泥岩中见鱼类化石及黄铁矿结核，具有水下沉积的特点，这种砂岩体是盆地中高产储集层。

渤海湾盆地早第三纪的沉积相带，在空间上环状分布不明显，然而各种沉积环境在时间上的分布与湖盆的发生发展紧密相关。从宏观上看，整个第三纪为一完整的从水进到水退的旋回发育过程。始新世湖盆早期，地形高差悬殊，各凹陷分割性强，主要为充填性沉积，堆积了巨厚的红色碎屑岩，局部见膏盐层，多属河流、洪积、盐湖等沉积类型。渐新世沙河街组是湖盆发展极盛期，湖侵广泛，水域扩大，河流、洪水携带大量陆源碎屑物沉积在凹槽中，形成各种砂坝、堡坝和水下冲积扇或浊积砂体，以及生物-鲕滩，各种储集砂体最为发育，概括其沉积模式如图4-9-18。

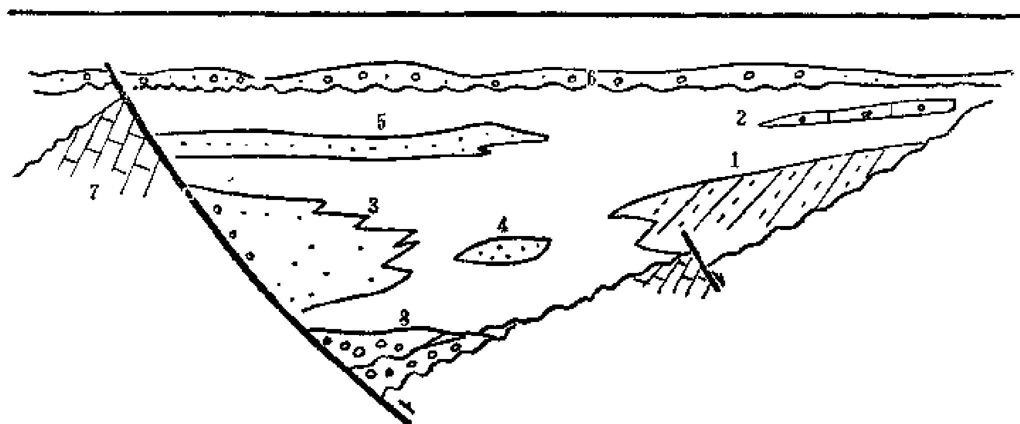


图4-9-18 断块体的沉积模式图

1—三角洲砂体；2—生物滩；3—水下冲积扇；4—浊积砂体；5—片状席状砂体；6—冲积河道砂体；7—潜山储集体；8—洪积冲积锥

渐新世东营组，湖盆开始收缩，水域渐渐减小，大部地区发育冲积平原及小型湖泊。晚第三纪，湖盆结束发育，主要为游荡河道组成的泛滥平原。

从上述沉积演化看出，渤海湾盆地第三纪储集层特别发育。同时盆地内还发育有潜山储集体。这是指前第三纪或第三纪沉积时期一些露出水面经过长期风化淋滤的岩体。可分碳酸盐岩和火成岩两种类型。如任丘潜山储集体，由上元古界2000多米的可溶性白云岩组成，经历了前第三纪与第三纪早期的多次构造变动，长期风化剥蚀，形成孔、洞、缝连成一体的高渗透风化体，有效渗透率达1320毫达西。

由于生、储油岩有规律的分布，造成盆地内出现三种含油气组合。

下第三系自生自储含油气组合；

下第三系生油，上第三系储油的下生、上储组合；

下第三系生油，中生界或古生界风化体储油的新生中储或新生古储含油气组合。

盆地内古生界和局部地区的中生界也具有一定的生油能力，而且发现了不同程度的油气显示，古生古储或中生中储的含油气组合也可能存在；此外，上古生界煤成气也是值得重视的勘探领域。上述诸方面尚待今后详细研究。

3.断块体控制了不同圈闭的发育

由于盆地早第三纪处于区域性拉张应力作用阶段，造成了以重力构造作用为主要成因的圈闭类型，如披盖背斜、潜山、滚动背斜、塑性拱张背斜、滑动断阶等，它们都配置在断块体的不同部位，构成了油气运移聚集的主要有利场所。概括起来，盆地内圈闭类型配置有两种模式（图4-9-19）。

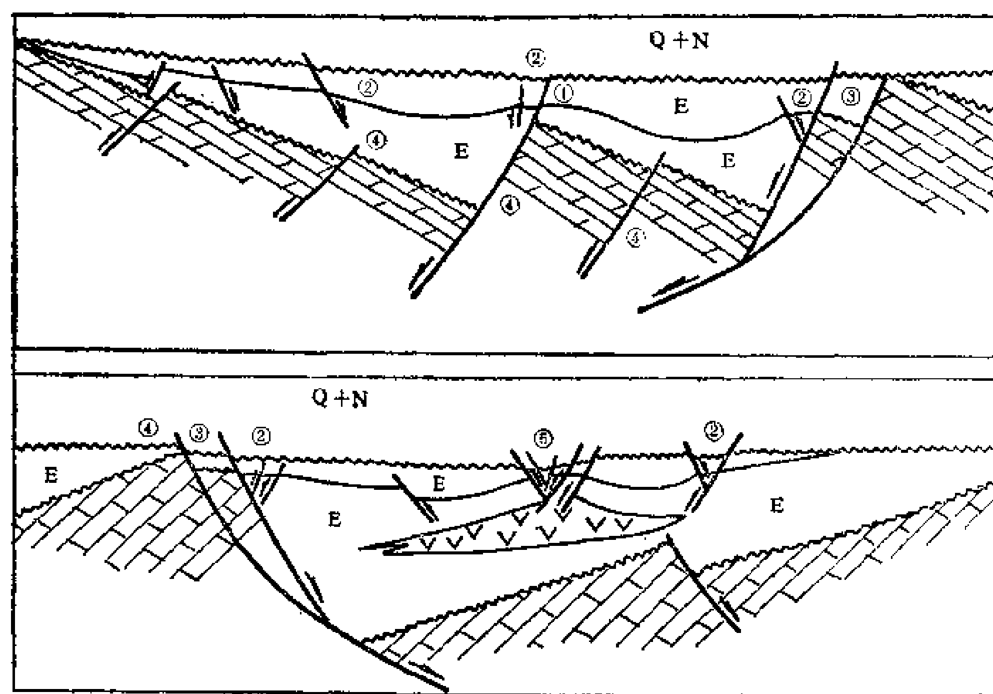


图4-9-19 渤海湾盆地断块体构造圈闭类型配置示意图
①—披盖背斜；②—滚动背斜；③—滑动断阶；④—潜山；⑤—塑性拱张背斜

综合上述，渤海湾盆地油气藏分布严格地受断块体的控制。由于多期构造活动形成的断裂和不整合面在地下与生储油岩系纵横穿插，成为有效的运移通道；同时沿着这些断层和不

整合面使生油岩与不同时代的储集体相接触，构成了多种类型的成油组合。而且各种圈闭围绕生油凹陷分布，形成油气富集区。

例如东营凹陷，在早第三纪时期，块体的上倾部位强烈抬升，下倾部位强烈沉降，深凹槽内沉积了厚达6000～9000米的下第三系生储油岩，向边缘依次减薄、超覆以至缺失。在块体的高部位形成潜山油气聚集带，向下依次为斜坡带的地层不整合油气藏、断块油气藏，中部为塑性拱张背斜油气藏，大断裂下降盘为滚动背斜油藏，上升盘出现断阶带断块油藏。

下辽河西部断块面积仅二千三百平方公里，但沙河街组生油岩分布面积达一千八百七十平方公里，占凹陷总面积的81%，厚度大于1165米，生油物质基础雄厚。而且古河流的流向与凹陷的长轴方向近于正交，虽然河流三角洲面积不大，但可以直接插入凹陷中心生油区，可以充分吸吮生油岩生成的油气，在斜坡上形成了大面积的地层-岩性油气藏。凹陷中的潜山及披盖构造，属凹中之隆，有利于油气运移聚集，形成了潜山、背斜构造油气藏。西部凹陷裂陷时期生长断层发育，随之形成了滚动背斜，发育大量的背斜油气藏。

任丘断块体在早第三纪时期以沉降为主，断槽深凹内生油岩厚达1000米以上，上倾部分在早第三纪早期露出水面遭受剥蚀，晚期逐渐被湖水淹没接受了下第三系沉积，形成潜山构造带，在大断层一侧伴生滑动断阶，形成了以潜山为主体的一系列油气藏组合。

根据上述，渤海湾盆地的油气富集与生油凹陷有密切联系。例如东营断块，在早第三纪是一个独立的沉积区，利津深凹陷为生油区中心，而油气田都围绕凹陷分布，形成以第三系油气藏为主的油气富集区（图3-6-1）。

总之，渤海湾盆地油气富集规律是复杂的，受多种因素的影响。但早第三纪裂陷作用形成的断块体，不但制约着生油凹陷的形成，而且控制了储集岩的发育，以及各种成因类型圈闭的配置，从而每一个断块体就相当于一个小型的沉积盆地，成为油气富集的基本单元。

四、江汉—洞庭湖盆地

位于扬子陆块中部，东临下扬子台褶带和江南岛弧隆起，西南为上扬子台褶带，北靠当阳—淮阳隆起，面积约七万九千平方公里。

扬子陆块基底由元古界变质岩系组成。第一套盖层是震旦系至志留系海相稳定型沉积，全区广泛分布，岩性、岩相比较稳定。第二套盖层为泥盆系至中三叠统，其中泥盆系—二叠系为碳酸盐岩、陆缘碎屑岩以及滨海沼泽沉积，岩性厚度变化较大。下三叠统至中三叠统海水逐步退出陆块，出现富含膏、盐的泻湖相碳酸盐岩及红色砂、页岩。上三叠统除陆块东部仍残存海相外，其它地区均为陆相沉积。中生代陆块西部上扬子区为大型拗陷，东部局部出现断陷，晚白垩世—早第三纪大陆裂谷普遍发育，形成中、新生代江汉—洞庭湖大陆裂谷盆地。

江汉—洞庭湖盆地中部，被近东西向的华容隆起分割成江汉拗陷与洞庭湖拗陷。

（一）江汉拗陷*

江汉拗陷位于湖北省中部，面积二万七千九百平方公里。拗陷北部以断裂与隆起相接。拗陷东部、南部及西部分别以斜坡或断阶与台褶带、隆起过渡。

拗陷内已揭示地层自下而上为：古生界、上白垩统渔洋组、下第三系新沟嘴组、荆沙组、潜江组、荆河镇组、上第三系广华寺组和第四系平原组。中、新生界累计厚度9900余米。

燕山早期江汉拗陷大部分地区上升，晚白垩世—始新世开始裂陷，沉积了山麓红色粗碎屑岩建造、湖相砂泥岩-蒸发岩建造及火山岩建造。渐新世裂陷极盛期，主要为盐湖蒸发岩

* 本部分主要依据江汉石油管理局资料编写。

建造及湖相砂泥岩建造，沉积了厚度较大的含盐暗色泥岩，局部见玄武岩。渐新世晚期，拗陷抬升，湖盆收缩于潜江凹陷的蚌湖、周矶一带，其它地区不仅无荆河镇组沉积，而且潜江组也遭受不同程度的剥蚀。晚第三纪湖盆缓慢下沉，出现了冲积泛滥平原建造。

江汉拗陷内上白垩统—下第三系由两个沉积旋回组成。第一旋回为上白垩统到下第三系新沟嘴组，第二旋回为下第三系荆沙组—潜江组—荆河镇组。它们的发展过程表现为古湖泊的发生→扩大→收缩；水体深度由浅→深→较浅；水介质由淡→咸→淡；沉积粒度由粗→细→较粗。因此在沉积旋回中部，即相对稳定沉降阶段，分别形成了还原、弱还原环境的潜江组和新沟嘴组生油层，即裂陷极盛期和裂陷初期两个阶段。裂陷极盛期（第二旋回）厚度大，湖水浓缩程度高，沉积环境良好，因此潜江组具有咸水生油岩的特点。由于湖水介质淡→咸→淡交替变化，较长的淡化期，发育砂泥岩集中段，形成了良好的生、储、盖组合。

在拗陷持续下沉的背景下，水介质咸淡交替，有利于有机质的保存并向石油转化的地质和地球化学环境。淡化期间，特别是规模大、时间长的淡化期，湖水较深，生物繁盛，湖水浓缩阶段沉积的盐膏盖层，则有利于有机物质的保存、转化，生油条件优越。

江汉拗陷内储集岩主要是盐湖三角洲沉积系。当各水系水流注入咸化静水体后，流速骤减，砂碎屑首先迅速地沉积下来，粘土质成分则呈悬浮状搬运至湖盆内，并由于盐类物质卤水流动而相互分离，由此平而上显现其分区分带的特点。由外向内依次为砂泥岩区（三角洲前缘相）、泥岩区（前三角洲相）及含盐泥岩区（盐湖相）（图4-9-20）。

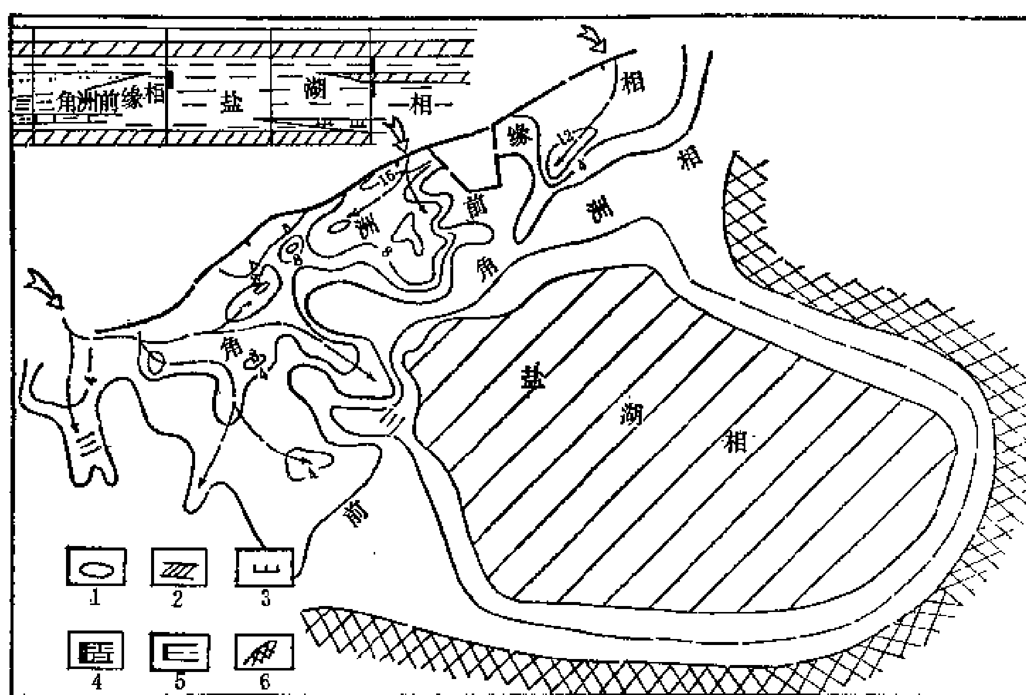


图4-9-20　江汉拗陷潜江组四段三角洲沉积相示意图
1—砂岩等厚线（米）；2—岩盐；3—含膏泥岩；4—油浸泥灰岩；5—油浸泥岩；6—盆地边界

江汉拗陷构造骨架受北西向基岩凸起，以及北东向断裂制约，从而构成了多凹多隆的格局。拗陷内可分出五凹：江陵、潜江、小板、沔阳及云应凹陷；五凸：通海口、天门、丫角—新沟、沉湖及龙赛湖低凸起；一堑：陈沱口地堑（图4-9-21）。

江汉拗陷内次一级负向构造单元（各凹陷均受断层控制），多呈地堑或半地堑状。拗陷

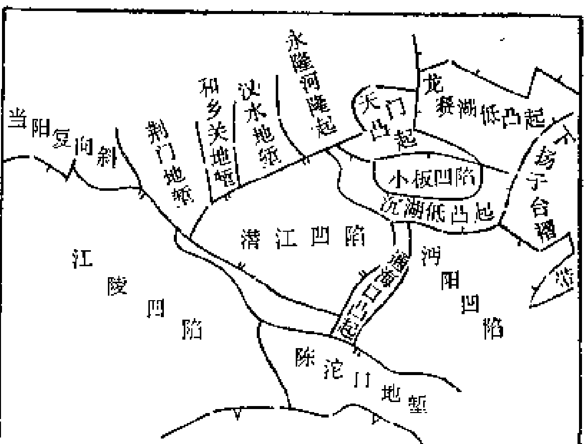


图4-9-21　江汉拗陷构造分区图

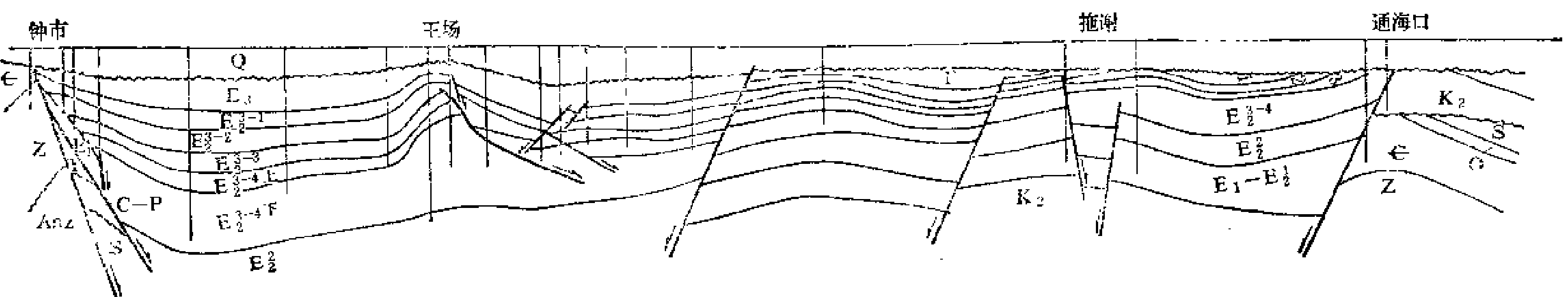


图4-9-22　江汉潜江凹陷钟市—通海口构造横剖面图

无统一的沉积中心，但各凹陷内沉降中心多在大断层一侧（图4-9-22）。

由于江汉各凹陷内下第三系盐岩层发育，在沉积负荷作用下，塑性层发生流动，产生具有底辟性质的塑性拱张背斜，如王场背斜等。同时构造断裂带、潜山构造带也较发育，是油气有利的聚集场所。然而据地震勘探所发现的191个圈闭中，断鼻、断块占了百分之九十五，背斜仅占百分之五。所以发现的油气田中，断鼻油田居多，背斜油田次之。

这些油气田分布规律是：其一，纵向上多含油层位、多油水系统，油气沿断层分布、富集。据十三个油田统计，单个油藏有150个，一般为小断块油藏。油层分布井段长含油层位多，这主要是由于盐湖沉积，韵律层特别发育，盐层既是良好的隔层，又是油气的盖层，不但砂岩含油，而且泥岩裂隙也可以储油。加之块断裂陷作用强烈，断层发育，油气侧向运移后为断层面遮挡，造成了多油层、多油水系统、油气水关系复杂的断块油气藏。这类油气藏油气沿地层上倾方向，在断面附近富集，油层顺断面走向分布，油藏较窄，含油面积呈条带状。

其二、有利的生油区控制着油气平面的分布。有利生油区生油岩厚，例如蚌湖生油凹陷，是潜江组时期继承性的深凹，生油岩超过2000米，面积60平方公里，目前在这深凹周缘已发现王场、广华、王-广、钟市、浩口、熊家台等六个油田及钟东等工业油流区，探明的地质储量占全盆地总地质储量的79%。

其三、有利的储集相带内，古隆起控制了油气的运移、聚集。例如王场、广华、浩口等油田或油田附近都有古圈闭存在。古隆起、古斜坡是岩性岩相尖灭带，形成了岩性油气藏。另外拗陷内多凹多凸，也可能形成潜山油气藏。

江汉拗陷是我国盐湖盆地油气生成与富集的典型地区，其油气分布具有特殊的性质。尤其是塑性拱张背斜油气藏和潜山油气藏的研究还应加深，相信还会有新的发现。

（二）洞庭湖拗陷

拗陷位于湖南省北部，面积一万一千三百平方公里。由元古界板溪群组成基底，中新生代发展为大陆裂谷盆地。沉积地层主要有下白垩统，全为红色碎屑岩，不整合于前震旦系或下古生界地层之上，厚1300余米。上白垩统分水拗组，为红色碎屑岩，上部夹灰绿色泥岩，厚840米，与下统假整合接触。下第三系古新统下部为红色砂、砾岩及泥质岩，上部为棕色、灰绿色砂泥岩，中夹灰黑色泥岩及浅灰色泥质白云岩和油页岩，顶部出现含膏泥岩，以沅江地区最厚，达1200米左右，与中生界假整合接触。始新统下部为棕红色泥岩、砂岩及含膏泥岩，上部棕红色砂、泥岩夹灰绿色泥岩，最厚1100余米。上第三系为杂色砂、泥岩，厚72～174米，与下第三系不整合关系。第四系棕黄色砂、泥岩、砾岩，厚80～135米，不整合于老地层之上。

洞庭湖拗陷在燕山运动早期（侏罗纪）为褶皱隆起，伴有断裂活动。燕山运动晚期（白垩纪）开始裂陷，产生地堑、半地堑构造，充填了白垩系红色碎屑岩建造。喜马拉雅早期裂陷活动加强，出现早第三纪古新世一始新世河流及湖相沉积，随后隆起，晚第三纪才缓慢下沉形成大型拗陷。

洞庭湖拗陷次级构造单元走向多呈北北东向，凸凹相间，凹陷多为地堑、半地堑，区域构造划分如图4-9-23所示。

拗陷内主要生油层是古新统中部的一套浅湖-深湖相暗色泥岩夹油页岩，沅江凹陷厚达450米以上，常德凹陷厚100～200米。沅江凹陷生油层有机炭为1.07%，沥青含量0.053%。常德、沅江凹陷钻探过程中均见不同程度的油气显示。同时发现不同类型的断鼻及断块构

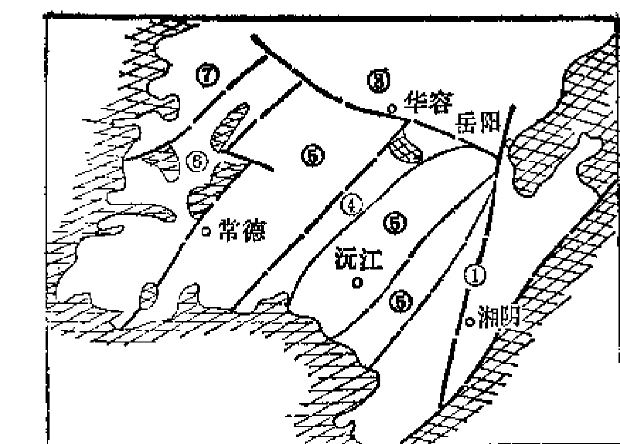




图4-9-23　洞庭湖拗陷构造单元划分图(据湖南省地质局石油队)

1—湘阴凹陷；2—麻河凸起；3—沅江凹陷；4—目平湖凸起；

5—安乡凹陷；6—太阳山凸起；7—澧县凹陷；8—华容隆起

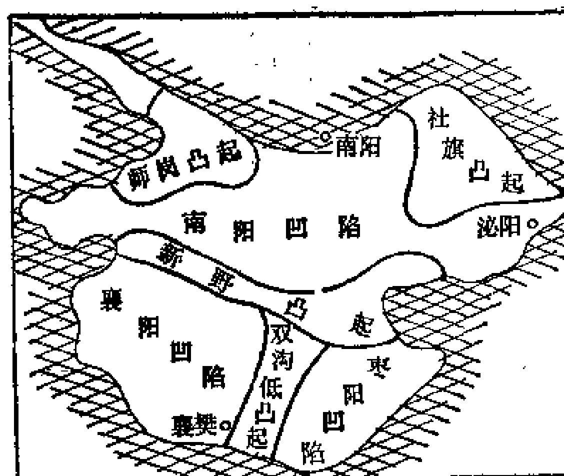


图4-9-24　南襄盆地构造单元划分图

造，为油气聚集提供了一定的圈闭。

总之，洞庭湖拗陷从生、储、盖组合及圈闭条件来看，沅江凹陷应居首位，但油气演化是否成熟，这是一个值得探讨的问题。

五、南襄盆地*

南襄盆地位于豫鄂两省之间，面积一万七千平方公里，是一个中、新生代裂谷型盆地。沉积岩最大厚度为8000米。

盆地奠基于秦岭淮阳褶皱系之上，由元古界及花岗岩组成。由于基岩的起伏将盆地分为南阳、泌阳、襄阳、枣阳等四个凹陷，面积分别为3600、1000、1200、1100平方公里，其中南阳、泌阳凹陷已发现若干油气田，是一个“小而肥”的含油气盆地（图4-9-24）。

南阳、泌阳凹陷钻探揭示地层自上而下有：

第四系平原组：浅棕黄色粘土砂砾层，富含铁锰质结核，底部见区域性底砾石层，与下覆地层不整合接触，厚50～100米。

上第三系上寺组：棕黄色、杂色粘土与砂砾岩互层，与下覆地层不整合接触，厚200～500米。

下第三系廖庄组：棕红色夹灰绿色砂岩，含砂砾岩与泥岩间互层，为河流相沉积，盆地中心为盐湖相，与下覆核桃园组连续沉积，厚0～720米。

核桃园组：为盆地内生油岩及储油岩系，是一套灰色、灰黑色砂、泥岩互层，夹油页岩、白云岩，泥岩中常见黄铁矿结核和团块，最大厚度3000余米。自下而上又分一、二、三段，二、三段是生油层及含油层段。核桃园组沉积时，凹陷被山系环绕，山间河流发育，碎屑物丰富，形成水下冲积扇砂岩体和三角洲砂岩体。水下冲积扇分布在湖盆断崖边缘，紧临深凹陷一侧，古河流入湖即进入深水区，形成具有油流性质的扇形砂体。三角洲分布在凹陷的北部缓坡部位。这些砂体直接与生油岩相穿插，形成有利的生、储、盖组合(图4-9-25)。

大仓房组：紫红色、灰紫色泥岩夹浅棕灰色砂岩、灰色泥岩、含膏泥岩，底部为砂泥岩

* 本部分主要依据河南石油指挥部资料编写。

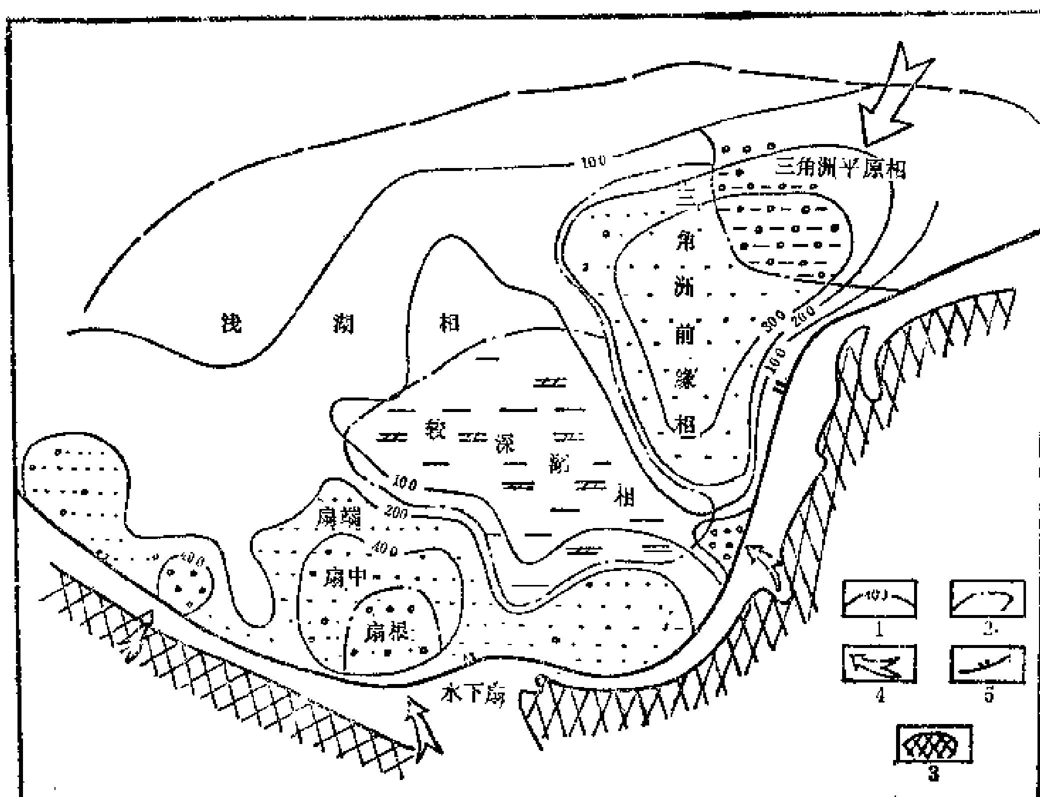


图4-9-25　泌阳凹陷核桃园组三上段沉积相图

1—砂岩厚度等值线（米）；2—沉积相分界线；3—盆地边界；4—物源方向；5—断层

互层，与下覆地层假整合接触。厚260～785.5米。

玉皇顶组：灰紫色泥岩、含砂质泥岩夹泥灰岩及砂砾岩，下部为棕红色砾岩，与下覆元古界不整合接触，厚216米。

南阳、泌阳凹陷是一半地堑式断陷。凹陷南缘是控制沉积的生长断层，沉积中心靠近断层一侧，向北为缓坡过渡，形式箕状（图4-9-26）。凹陷发育初期，为充填式山麓、河流红色粗碎屑岩建造，最盛期为湖相砂泥岩建造，后期湖盆萎缩，晚第三纪及第四纪逐渐演化为今日面貌。

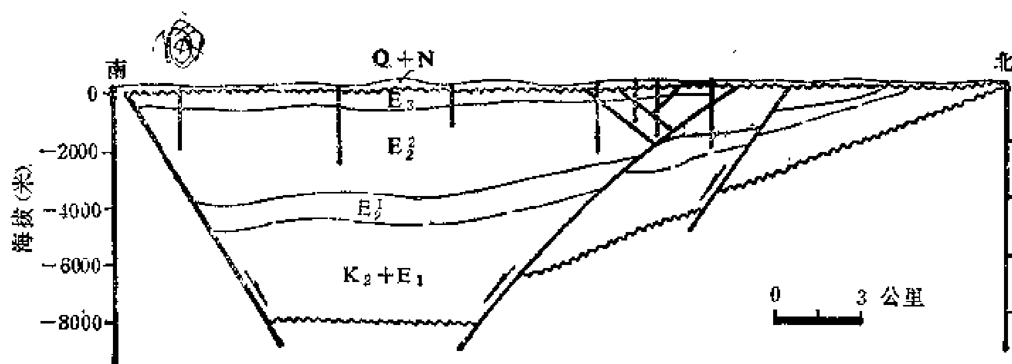


图4-9-26　泌阳凹陷横剖面图

南阳、泌阳凹陷构造相对简单，圈闭类型主要是鼻状构造为主，在生长断层下降盘发育少量的滚动背斜。由于砂岩发育，地层-岩性圈闭特别发育，形成了丰富的油气藏。如双河

油田就是砂岩上倾尖灭造成的岩性油藏，其储量占总储量的72.3%。

形成油气聚集的有利条件，主要有：

1.有雄厚的生油物质基础，生油岩体积大（面积500余平方公里，生储油层系厚3000余米），生油岩质量好，埋藏深度在1300米左右，地温在60°C以上，有机质成熟生成大量油气。

2.沉积砂体多，储集层发育，在泌阳凹陷内有七个大小不同的砂岩体，特别是有两个面积在100平方公里的大型砂岩体，它们从断崖边直接伸向生油中心，有利于大量汲取油气。

3.具备有利的圈闭条件，除构造圈闭外，岩性圈闭异常发育。

由于上述条件，造成了油气藏多分布在凹陷中心及其周围，形成含油层段厚的富集高产油田。

六、苏北—南黄海盆地*

苏北—南黄海盆地地处江苏省北部及其毗邻的黄海海域，陆地面积四万一千平方公里，海域面积十四万平方公里。古生代是一拗陷区，属下扬子—钱塘拗陷。沉积有震旦系至中、下三叠统华南型海相地层，印支运动后发生褶皱，黄汲清称之为下扬子台褶皱带。

下扬子—钱塘拗陷区位于扬子陆块东部，基底为元古界变质岩系。从震旦纪灯影组开始海侵以后，整个古生代（除早石炭世、晚二叠世为海陆交互相沉积、泥盆纪为陆源碎屑岩沉积外）基本上是处于持续沉降状态，直到中生代晚三叠世海退为止，组成巨型沉积旋回，一般厚约4000～6000米，最厚18000米。拗陷区大致以宣城—江阴为界，可分为北部下扬子沉积区和南部钱塘沉积区（图4-9-27）。

下扬子区下部组合厚6000余米，向钱塘区增厚至15200米。前者震旦系—奥陶系为广阔的台地相白云岩、生物碎屑灰岩。后者为具复理石特征的冒地槽沉积。志留系至下石炭统沉积了滨海三角洲、海陆交替相和陆相砂泥岩。上部组合中石炭统至中、下三叠统全区沉积趋于稳定，以开阔台地、海陆交替相（局部有台地蒸发相）为主的碳酸盐岩与碎屑岩间互沉积。印支运动使全区发生褶皱断裂，局部地区沉积了上三叠统红色碎屑岩。印支运动后，中、下侏罗统为河流沼泽相，多属断陷充填性质。燕山运动断块活动显著，上侏罗统—下白垩统广泛发育中酸性-中基性火山喷发岩及碎屑岩。只是在部分断陷中心有下白垩统暗色泥岩沉积。上白垩统分布广泛，底部为砂砾岩，中部为棕红色砂、泥岩夹石膏、岩盐，局部地区发育暗色泥岩，上部为红色砂岩。喜马拉雅运动使下扬子、钱塘断褶区发生分异，苏北—南黄海产生裂陷，接受了第三系沉积，组成了统一的沉积盆地，苏南及浙、皖北部都成为丘陵山区。

综上所述，苏北—南黄海盆地地质构造的演化经历了古生代、晚三叠世—早、中侏罗世、晚侏罗世—早白垩世、晚白垩世—早第三纪以至第四纪等阶段。

古生代下扬子—钱塘拗陷东为华夏—武夷—云开岩浆弧，拗陷区地形北部为斜坡，南为深凹槽，由浅海台地向冒地槽过渡，随后出现泻湖及滨海平原沼泽沉积，应是弧后陆缘海盆地。

印支运动后，库拉—太平洋板块沿浙闽火山弧前俯冲，弧后晚三叠世—早、中侏罗世在前期褶断的基础上产生断陷，充填了红色碎屑岩建造及含煤建造。晚侏罗世—早白垩世断陷更为剧烈，出现大套中酸性-中基性火山岩建造，表明岩石圈挤压、断裂隆起，断裂向下延伸为岩浆上升提供了通道。晚白垩世浦口组以广阔的拗陷形式出现，拗陷底部充填山麓粗碎屑岩建造，上部出现湖相砂泥岩建造，局部地区还有湖相蒸发岩建造。这一拗陷在燕山运动

* 本部分主要依据江苏石油勘探开发指挥部的资料编写。

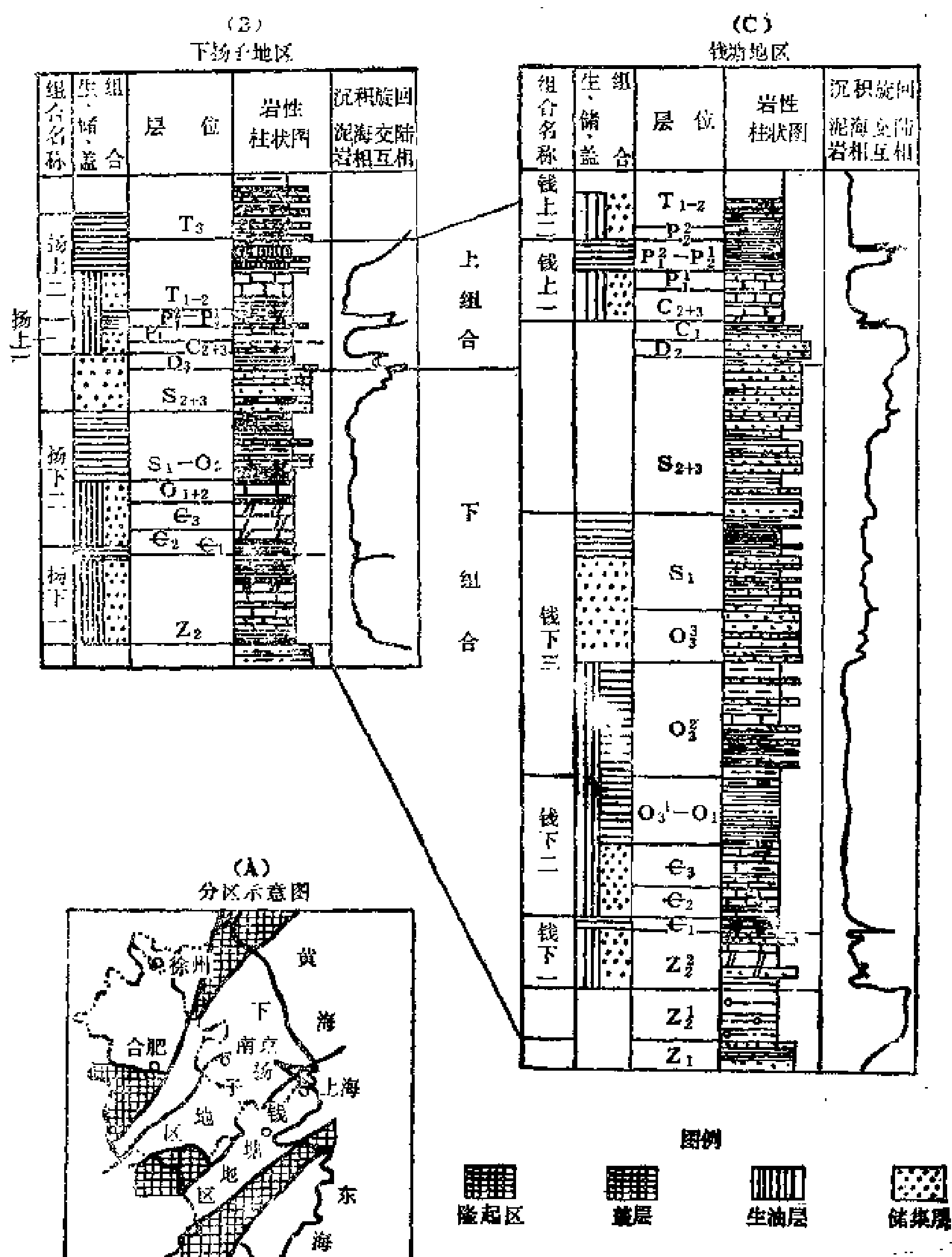


图4-9-27　下扬子—钱塘地区地层与生、储、盖组合示意图

末期隆起，遭受剥蚀。

早第三纪太平洋板块沿东海中央岛弧隆起向西俯冲，南黄海—苏北处于弧后拉张位置，在原来由晚白垩世拗陷因上升隆起部位裂陷，形成掀斜断块构造。块断裂陷初期，首先在深断槽处堆积了古新世山麓粗碎屑岩建造，随后演化为湖相砂、泥岩建造，并夹有火山岩建造。这一阶段使下扬子地区苏北、苏南发生分异。古新世经过短暂的沉积后，连续堆积了一套急剧裂陷快速补偿的始新世湖相砂泥岩建造，以分布广阔的暗色泥岩及浊流沉积及水下冲积扇为特征。局部地区也出现蒸发岩建造。这一时期成为盆地重要的生、储油岩发育期。始新世阜宁组沉积后，又发生了一次裂陷活动，一方面使断裂更为发育；另一方面使阜宁组深

埋。渐新世载南组、三垛组以河流相冲积平原、沼泽平原建造为主，并广泛不整合于阜宁组之上。晚第三纪缓慢沉陷，第四纪逐渐演变成今日的地理景观。在第三纪发育过程中，始新世、渐新世、中新世时期沿断裂有广泛的基性岩浆活动，岩浆成分主要为碱性玄武岩系列，与中生代岩浆活动性质不同，这表明断裂深达地幔。同时盆地下面莫霍面深度大致在30～35公里，与盆底具有明显的镜像关系，说明盆地的形成是太平洋板块俯冲引起深部物质迁移的结果。苏北一南黄海盆地应属大陆裂谷盆地。

从盆地演化来看，盆地内有四套生油岩系，即泰州组中、上部、阜宁组、载南组下部和盐城组。其中以阜宁组生油条件最佳，主要为大套湖相深灰色、灰黑色泥岩，厚达1200～2000米。黄海在钻探下第三系时见600多米暗色泥岩（未钻穿），其中见到相当阜宁组的海相化石。这些下第三系暗色地层，至今仍为本区的主要生油岩系。另外，在盆地内及苏南地区，古生界及中、下三叠统海相地层中发现丰富的油气显示，金湖刘4井于寒武-奥陶系灰岩内见有含油岩屑，天长天深4井上寒武统灰岩晶洞裂隙中有稠油，测试自喷二氧化碳气7609米^3/日。苏南丹徒县东风煤矿，大隆页岩裂隙中流出原油2.6吨，并在附近的伏牛山构造上的东风3井青龙灰岩试油中获得原油464公斤，句容构造中、下三叠统获工业性油流。长兴煤山镇四亩墩煤矿1933年在四号北大巷（－190米），打开龙潭煤系中曾连续流油近两年，最高日产100余公斤。在浙西康山、皖南太平西山等地，分别在寒武、奥陶、志留系中找到沥青煤。康山沥青煤储量可达160万吨以上，其组分中沥青质含量较高，芳香烃达37.7%，认为它是石油变质后期的产物。总之，本区上、下沉积旋回都有过生成油气的过程。但由于后期的改造作用，上部组合多见油气显示，下部组合见气和沥青较多。

苏北一南黄海盆地储集岩类型繁多，下第三系主要含油气层阜二段，在断块体的斜坡发育浅滩相类礁块虫管生物灰岩，阜三段暗色泥岩中夹的白色砂岩、阜四段砂岩体，它们都分布在断块体的深凹槽部位，为具有浊流性质的水下冲积扇。载南组、三垛组的网状河道砂岩，都具有良好的渗透性。此外，古生界碳酸盐岩广泛分布，具备各种孔隙、洞穴和裂缝，加之中、新生代地壳运动的影响，造成风化储集体，使其储集性质变佳。

苏北一南黄海盆地构造单元可分为千里岩隆起、北部拗陷、中部隆起、东台和南部拗陷、勿南沙隆起。其中又可分若干次级单元——凸起和单断式凹陷，实际上与渤海湾盆地一样，具有掀斜断块的特征（图4-9-28）。

由于盆地形成于拉张裂陷环境中，其圈闭类型亦是在张性构造环境中形成。主要类型有生长断层下降盘发育的滚动背斜和潜山凸起上的披盖构造、断块潜山及断块构造；同时也发育有由陆源粗碎屑物掺入深湖沉积中的透镜体砂岩或岩性圈闭、地层圈闭等类型。各种圈闭配置关系如图4-9-29所示。

苏北地区已发现十几个油田，主要集中在东台拗陷内，其规律同样临近生油凹陷分布，而且在控制断块的生长断层下降盘由于储集层发育，又有滚动背斜出现，往往形成油气藏，但由于目前勘探程度有限，尚有待于深入研究。

七、东海海盆*

东海海盆位于大陈一济州隆起之东，东界在东海海槽（即冲绳海槽）的东翼，为一条与海槽近于平行的硫球岛弧隆起分界。盆地北端止于济州岛以东，在北纬33°30′一带封闭。南界为横贯台湾海峡的澎湖隆起，面积约四十六万二千平方公里。

东海海底地形可分大陆架、大陆坡和东海海槽三个部分。大陆架外缘水深界限在151～

* 据地质部第一海洋地质调查大队资料编写。

青岛
千里岩隆起
北七凹陷
北五凸起
北七凸起
北五凹陷
北二凸起
北二凹陷
北六凹陷
北部坳陷
北三凹陷
北一凸起
北四凹陷
北四凸起
北一凹陷
北八凹陷
中三凹陷
中部隆起
中二凹陷
中二凸起
涟水凹陷
阜宁凹陷
盐城凹陷
建湖隆起
南三凹陷
南一凸起
南七凹陷
南三凸起
南六凹陷
南二凸起
南部坳陷
南二凹陷
勿一凸起
勿一凹陷
金湖凹陷
白驹凹陷
南一凹陷
高邮凹陷
溱潼凹陷
海安凹陷
勿南沙隆起
苏南隆起
镇江
南通

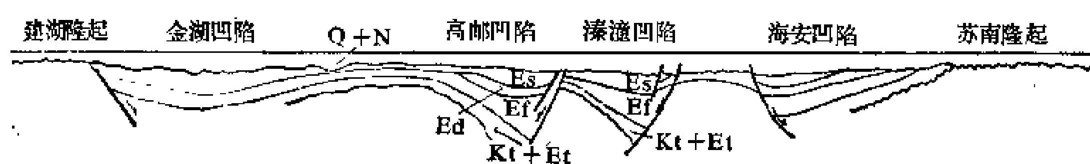


图4-9-28 苏北—南黄海盆地构造单元划分图

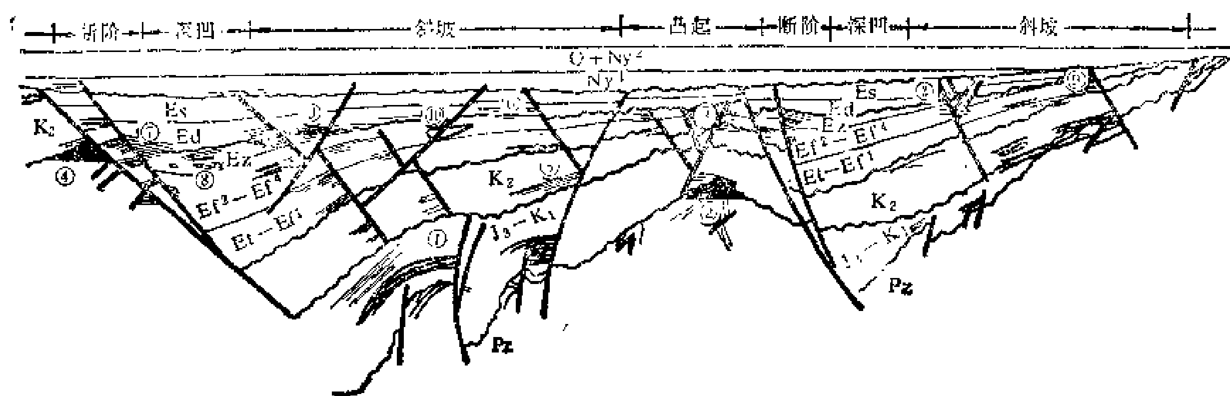


图4-9-29　苏北盆地断块体圈闭类型配置关系示意图（据张渝昌）
1—早期背斜圈闭；2—古构造侵蚀背斜圈闭；3—拱张背斜圈闭；4—潜山圈闭；5—地层超覆圈闭；
6—不整合圈闭；7—滚动背斜圈闭；8—浊流砂岩圈闭；9—断块圈闭；10—岩浆岩裂隙圈闭

164米之间，为一向东南方向微微倾斜，海底平坦而宽广的水域。大陆架平均宽度390公里，平均坡度为0°01′02″。大陆坡于151～164米水深线以东，平均坡度为 1°05′，平均宽度为 39公里。大陆坡上断裂、褶皱及火山活动强烈，形成一些北北东、北东向断裂和海底山、水下陡坡。东海海槽总体呈北北东—北东向弧形凹槽，南深北浅，最大水深2717米。海槽底部发育一些海底山，一般高差达365～410米，使海槽地形复杂化。

东海海盆新生代沉积厚达6000米以上，按地震地质层位可分三个层组，第一组相当第四系及上第三系上新统，第二组相当上第三系中新统，第三组相当下第三系和上白垩统，更老地层已经变质（表4-9-2）。

表4-9-2　　东海海盆地层划分表

波　　组	层　　组	地层划分		层速度 公里/秒（折射资料）	厚　度（米）
第一波组	第一组	$Q+N_2$		1.8～2.3 2.8～3.5	1000～1700
第二波组	第二组	N_1	N_1 上	3.6～4.4	3300以上
			N_1 中		
			N_1 下		
第三波组	第三组	$E \sim K_2$		4.5～5.3	～3000
		M_z		6.3	

东海海盆构造单元自西而东可划分为：大陈—济州隆起、东海西部盆地、东海中央隆起、东海东部盆地（冲绳海槽）及琉球岛弧隆起（图4-9-30）。

大陈—济州隆起：西以长乐—厦门深断裂与闽浙火山岩带为界，东以大陈—济州东部深断裂与东海西部盆地相邻。闽浙以晚侏罗世—早白垩世火山岩为主。大陈、虎皮礁、济州岛一带为一系列北北东、北东向正负相间的磁异常带，它以磁场变化大、梯度大为特征，最大者可达1000伽玛，磁性体埋藏较浅。此带北东向延伸至朝鲜南部的庆尚中生代火山岩带，因

此大陈一济州磁异常基本上是中生代火山岩及花岗岩的反映（黄汲清等认为属白垩纪，1980）。可能是中生代库拉一太平洋板块俯冲的火山岩浆弧带。

东海西部盆地：重力场为平缓的重力低带。磁场为平缓稳定的磁异带为主，磁性体埋藏深度大于五公里，是东海主要沉降带。盆地走向北北东一北东向弧形展布，北起对马海峡南端向西南方向延伸至澎湖列岛以北，中间最宽二百八十公里，面积约二十六万平方公里。盆地内由两个东倾的鼻状隆起作鞍部（渔山东隆起及虎皮礁隆起）分成三个拗陷，即西一、西二、西三拗陷。第三系沉积厚达5000～6000米，拗陷内背斜构造成排成带，同时尚有依附在隆起上的鼻状构造等圈闭。

中央隆起带：为一变化的正磁异常带，重力值＋20～＋50毫伽，向东重力值继续增高。该带北起日本五岛列岛，南经我国钓鱼岛与台湾省中央山脉相连，由早第三纪及中生代岩系组成，褶皱变质强烈，并有大量中新世火山岩及花岗岩分布，构成一条潜没于海面以下的隆起带。

东海东部盆地（冲绳海槽）：为一深度巨大的海槽区，北浅南深，两侧由断裂控制，呈一地堑断陷。西界紧邻中央变化正磁异常带，本区以平缓的正磁异常为特征。其中，尚有一些次级异常存在，它们与海底山脉相吻合，可能是火成岩的反映。重力值增高至＋100毫伽以上，莫霍面深度小于21公里，平均热流值4.2HFU（B.M.Hermar，1979）。据地震折射层速度资料分析，地堑中主要充填了上新世一第四纪沉积物，并有较强的火山和地震活动，表明这里曾发生过微型扩张。

琉球岛弧隆起带：西邻东海东部盆地，东侧为深邃的琉球海沟，北与日本西南部相连。由于喜马拉雅晚期太平洋板块的俯冲，使晚第三纪以前的地层发生强烈褶皱、隆起、断裂、火山喷发和岩浆侵入，形成复杂的岛弧带。

根据上述构造格局的展布规律，可以看出东海的地质构造演化是自西而东逐渐推移的。中生代大陈一济州隆起是安底斯型大陆边缘，弧后形成南黄海一苏北盆地。早第三纪岛弧隆起形成东海中央隆起带，弧后产生东海西部裂谷盆地。晚第三纪太平洋板块沿琉球岛弧向西俯冲，东海东部盆地发生微型扩张，成为弧间盆地，并具有边缘海的性质。

在东海西部盆地南段的台湾西海岸，早已开发了工业性油气田。部署在龙井构造上的我国第一口东海石油普查探井，发现了高压天然气和油砂。这口井位于上海东南约460公里，水深77米，钻井深度为3400多米。从探井所得到的资料证明，这里具有良好的油气远景（据1981年8月25日《人民日报》）。

总之，东海海盆具有良好的生、储、盖组合条件，同时背

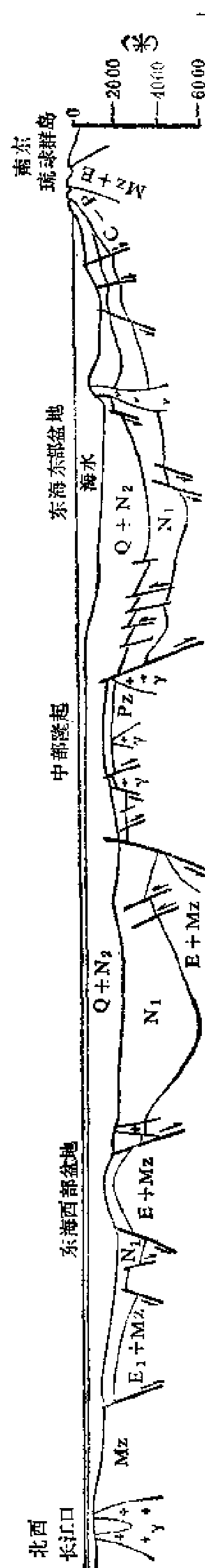


图4-9-30 东海海盆地质构造剖面图

斜构造成排成带，背斜构造最长者130公里，短者65公里，宽 10～15 公里不等，圈闭条件十分优越，勘探前景良好。

八、南海海盆*

中国南海是西太平洋由岛弧围绕的边缘海之一。东界菲律宾群岛，西以印支半岛为界，南抵加里曼丹，北至粤桂海岸，总面积约三百六十万平方公里。南海外貌呈菱形状，长轴呈北东一南西向。据海底地貌可分为大陆架、大陆坡、海底高原、深海平原等单元。南海南北大陆架宽阔平缓，东西大陆架狭窄陡峻。南部为巽他大陆架，宽三百余公里；北部为粤桂大陆架，最宽二百七十八公里。东、西大陆架仅数公里至数十公里。

南海北部粤桂大陆架地形等深线大致与海岸线平行，表明陆架地形是海岸陆地地形的水下延伸部分。陆架东部汕头港外宽一百八十五公里，西部宽二百四十公里，珠江口外最宽二百七十八公里。陆架坡度一般为0°01′30″，外缘分布着由一系列海丘组成的边缘脊。大陆架外侧的斜坡地形为大陆坡，坡度一般在1°以上，地形复杂，发育有海底山、海底谷。南海中部水深3500～4200米出现深海平原（中央海盆），总的地势平坦，仅局部发育高达数百米以上的海底山，以及水深在5567米的洼地。海底平原南北两侧除有大陆坡、岛坡之外，尚出现南沙和西沙一中沙海底高原（水深1700米），其中有规模巨大的珊瑚礁，西沙、中沙、南沙群岛即位于海底高原之上（图4-9-31）。

据中国科学院南海海洋研究所、国家海洋局和地质矿产部在南海调查的资料，陆架和岛屿的重、磁力异常反映出与大陆沿岸的地壳结构相似。布格重力异常显低值异常，自由空间异常大都为正异常，均衡重力异常在＋13～＋20毫伽之间。莫霍面深度一般在30公里左右。磁场为平缓变化的低值异常，并有次级异常叠加，所叠加的异常为浅层因素引起的，明显地反映出陆壳的特征。陆坡、岛坡的布格重力异常值属“低值”和“中值”范围，变化幅度较大，约 110 毫伽。自由空间异常为微弱的正异常或负异常。莫霍面深度在20公里左右。磁异常也呈正负异常交替。反映陆壳向洋壳过渡的地壳构造特征。深海平原（中央海盆）的布格重力异常值都大于“中值”，其中以“较高值”异常为主。莫霍西深度，除几个孤立的海山以外，大都在10公里左右，最薄 6.9～9 公里。海底热流值为 1.69～4.71HFU，一般在 2.04～2.35HFU 左右，表明中央海盆是一新生洋壳（图4-9-32）。

上述资料说明，南海地壳构造变化具有鲜明的规律性。大陆架地壳构造形态呈缓面波形，到大陆坡，地壳构造呈楔形，为陆壳与洋壳的交接带。深海盆地为标准洋壳结构，地幔隆起，莫霍面深度变浅，地壳构造形态呈双凹形。南海的西沙、中沙、南沙群岛地壳性质虽属陆壳，但沉积岩层不发育，地壳构造形态多变，双凸、双凹交替出现。如西沙海槽地壳厚18～20公里，西沙群岛增厚至26公里以上，中沙海槽18公里，中沙群岛增至24公里以上。

关于南海的地质构造，目前存在着不同的认识。黄汲清等依据海南岛陵水以南出现的早古生代稳定型沉积建造，与华南加里东地槽复理石建造的不同；同时海南岛石碌群云母片岩同位素年龄（Rb—Sr 法）为7.88亿年（莫柱荪，1979）。另外西沙群岛钻探结果，中新统不整合于元古界混合岩之上。混合岩同位素年龄（Rb—Sr 法）为 6.27 亿年。因此提出海南岛南部及中、西沙群岛等地区应为前古生代的克拉通，称之为南海地台。在中生代这一地台一直处于上升隆起状态，新生代以来产生扩张作用，逐渐演化为现今的南海海盆。

从板块构造观点来看，南海及其周围整个东南亚大陆边缘恰位于三个巨型岩石圈板块的交替处。欧亚板块东南端突出部分，正好被太平洋板块和印度洋一澳大利亚板块所包围。唐

* 本部分主要依据南海石油指挥部资料编写。

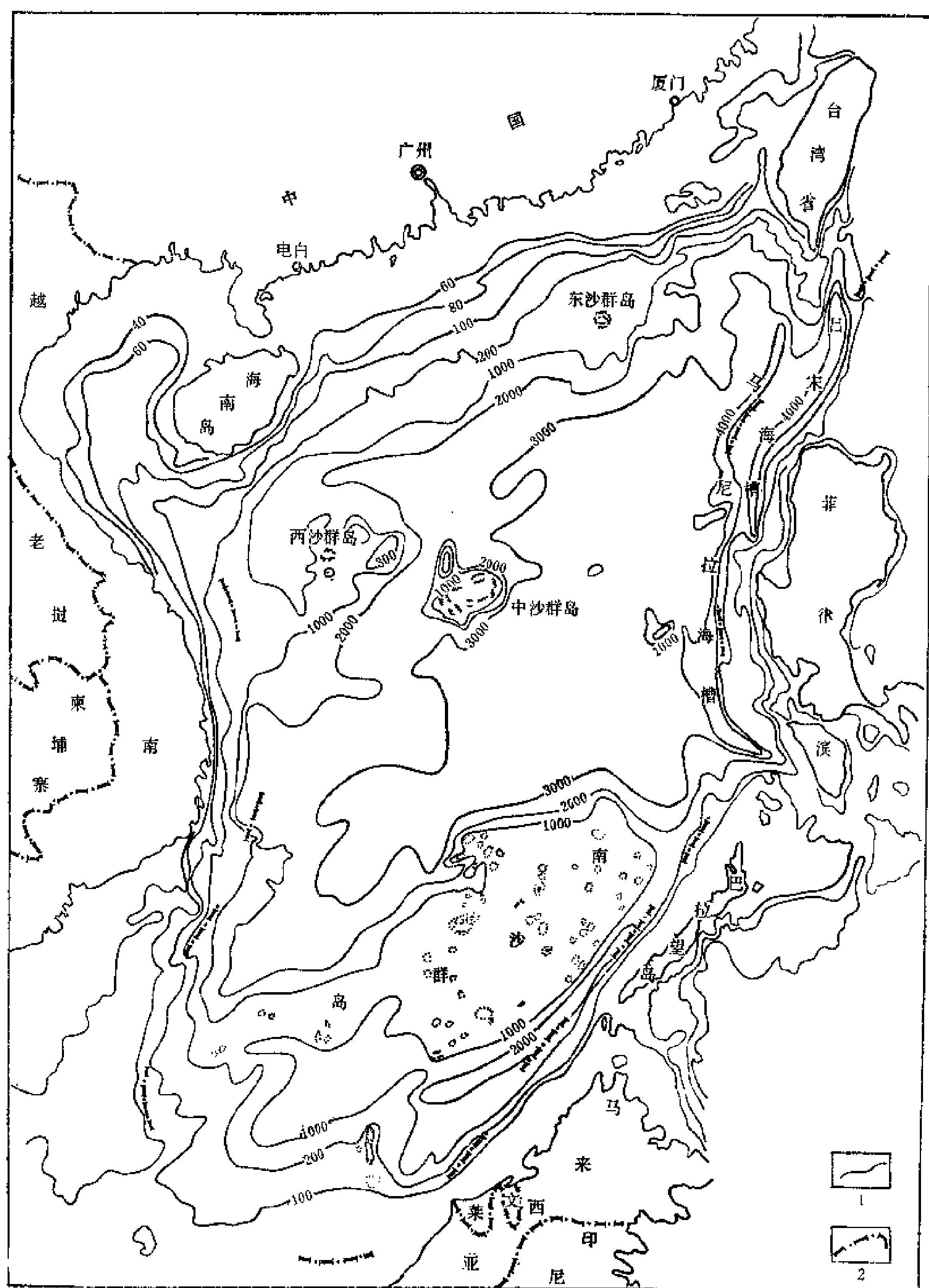


图4-9-31　南海海盆水深图

1—海水等深线（米），2—国界

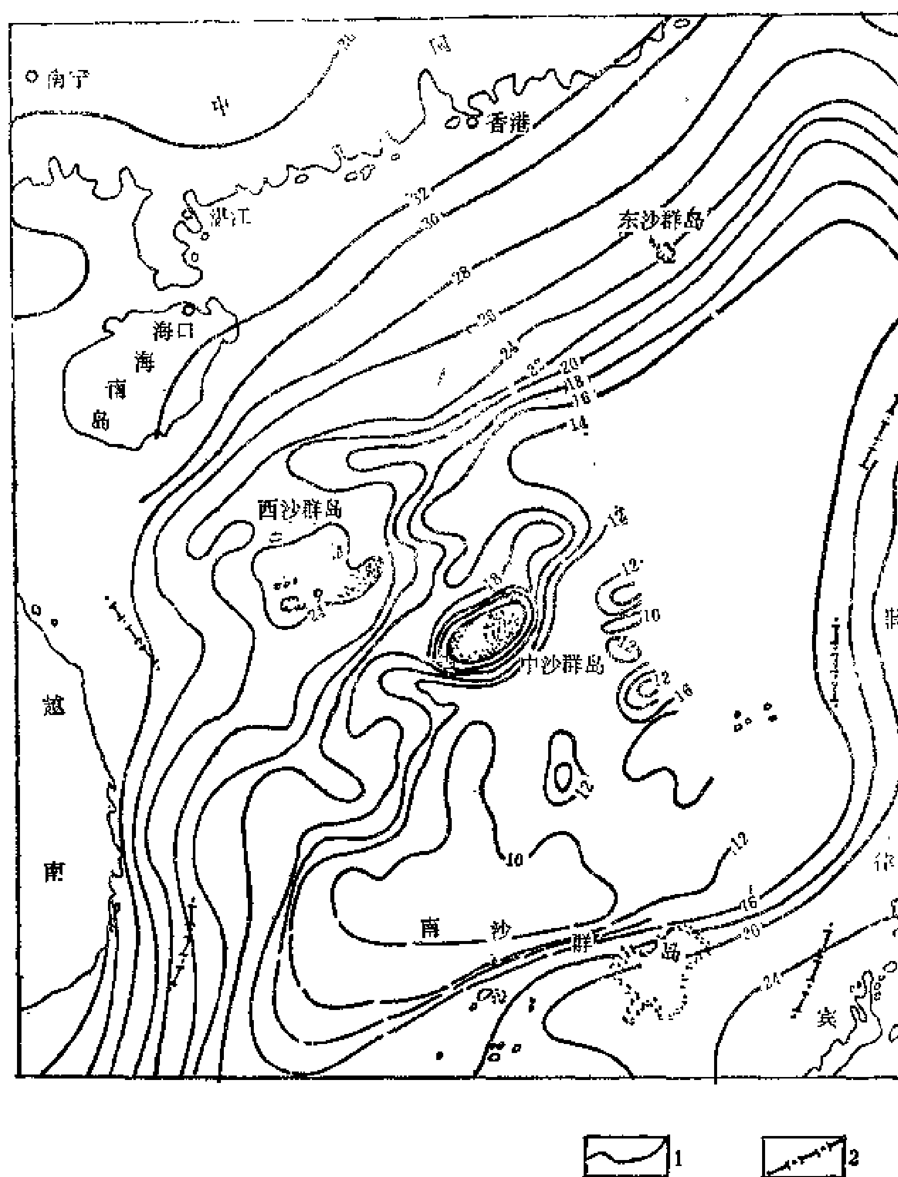


图4-9-32　南海中部及北部莫霍面深度图

1—莫霍面深度等值线（公里）；2—国界

鑫①依据近年来所取得的地质、地球物理和钻探资料，并结合印支半岛、菲律宾等国外地质资料，认为南海中央海盆地壳很薄，只有6～9公里；莫霍面深度比正常大洋还要浅，地热流量比正常大洋要高。因此南海中央海盆是洋壳而不是陆壳，是一新生的海洋板块。这是岛弧背后断裂引起局部海底扩张而形成的边缘海。他认为：南海及其周围地区处于三大岩石圈板块聚敛作用的巨大应力场中，使本区内有三组不同方向的主要断裂系统，即北东、南北和北西三组。尤其是南海海盆西侧是三组不同方向断裂汇集之处，在这里中生代晚期曾是三个板块（华南块体、印支块体、太平洋板块）聚敛的"三叉点"。当时在华南大陆边缘有一条从现东海边缘经台湾西部再沿广东大陆架边缘延伸的板块俯冲带，另一条是位于印支板块东

①唐鑫："南海板块构造格局及其成因"，《石油勘探与开发》1980年，第1期。

侧的南北向的板块俯冲带，第三条是从元江—红河向海南岛南侧延伸的地缝合线。这三条板块边界线在海南岛东南方向与现今大陆边缘附近交叉。这一地带经过古生代至中生代长时期的板块俯冲消减和聚敛碰撞，以及持续不断的岩浆侵入，地壳增厚并因此引起均衡调整，发生区域性的弯状隆起。在隆起顶部发生“Y”字形的张裂，形成分离式“三叉点”。由于地壳下“热点”的存在，产生局部的地壳扩张中心。“三叉点”东侧的板块以台湾为板块极点向东漂移至现今菲律宾群岛的位置上。这部分地壳由于拉张而变薄，引起上地幔玄武岩物质的上涌，形成新生洋壳。新生的海底形成后逐渐冷却，并因比重增大而逐渐下沉，终于成为现今深达三、四千米的南海海盆。南海板块形成后不久，其东缘开始向新生的菲律宾陆核俯冲消减，形成马尼拉海沟和西吕宋海槽等构造单元。在海底扩张过程中，古岛弧的后翼或火山沉积裙被切断而留在原地，成为现今北部大陆架边缘的构造脊。同时，还有几个小块克拉通碎片也脱离大陆随之向东漂移至现今西沙、中沙及南沙群岛的位置上。它们在漂移过程中，随“驮”负它们的洋壳基底的冷却下沉，构成了南海的陆坡和深海高原（图4-9-33）。

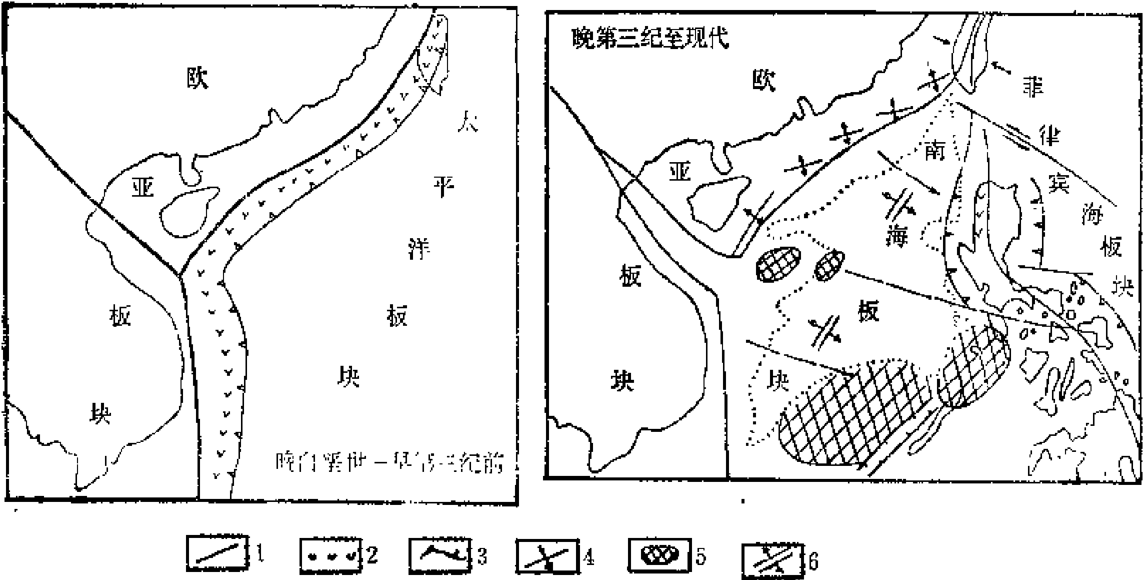


图4-9-33　南海海盆形成过程示意图（据唐鑫）
1—断层；2—火山弧；3—海沟；4—残留弧；5—大陆碎块；6—海底扩张中心

由于太平洋板块和印度洋—澳大利亚板块的俯冲及南海海盆的扩张，在大陆边缘和内部，以及岛弧带后缘形成大陆裂谷、弧后裂谷盆地。我国目前在南海北部进行勘探的有珠江口盆地、北部湾盆地和莺歌海盆地。现就其主要的地质构造简介如下。

（一）珠江口盆地

盆地位于南海北部大陆架上，是一大型中新生代沉积盆地。盆地走向为北东东向（N50°E），东西长九百公里（东径110°30′～118°）南北宽一百一十五～二百八十公里（北纬17°30′～22°30′）、面积约十四万多平方公里。

珠江口盆地南缘在晚白垩世至早第三纪初期曾经发育过一条火山岩浆弧带，弧后产生拉张和块断裂陷作用，形成了弧后裂谷盆地，充填了晚白垩世—古新世山麓洪积相红色粗碎屑岩建造。始新世—渐新世裂陷作用加剧，范围扩大，出现了深水、半深水湖相沉积，是良好的生油层系。晚第三纪随着南海中央海盆洋壳的逐渐形成，珠江口盆地继续下沉，发生大规模的

图4-9-34　珠江门盆地构造略图

海侵，早中新世沉积了厚达2000米的海相碎屑岩及碳酸盐岩，为半封闭式海盆沉积，形成另一套生储油岩系。中新世以后，珠江口盆地继续海侵，逐渐被开阔海沉积所代替。

盆地内可分珠一、二、三坳陷和神狐—东沙隆起、北部断阶等构造单元(图4-9-34)。

珠一坳陷，走向北东东，长三百公里，宽四十～八十公里，面积达二万五千平方公里，沉积厚度最大7500米，下第三系厚3500米，上第三系厚4000米，为地堑式坳陷。珠二坳陷，走向近东西，长约二百五十公里，宽一百五十公里，面积三万三千平方公里。最大沉积厚度7500米，属南断北超的单断式坳陷。珠三坳陷，北东东走向，长二百五十公里，宽四十～五十公里，面积约一万二千平方公里，最大沉积厚度达9000米，为地堑型断陷。其中珠一坳陷已见高产工业油流。

珠江口盆地由于属弧后裂谷型盆地，披盖构造、滚动背斜、断块、断鼻特别发育，同时还有地层超覆、不整合、古地貌、礁块等圈闭类型。

总之，珠江口盆地面积大、沉积厚，具有多套生、储油层系，圈闭类型多，圈闭面积大，是有良好勘探前景的含油气盆地。

(二)莺歌海盆地

位于海南岛南部海域，面积约七万平方公里。盆地分东西两个坳陷，东部坳陷与珠江口盆地性属相似，为弧后裂谷盆地（图4-9-35）。

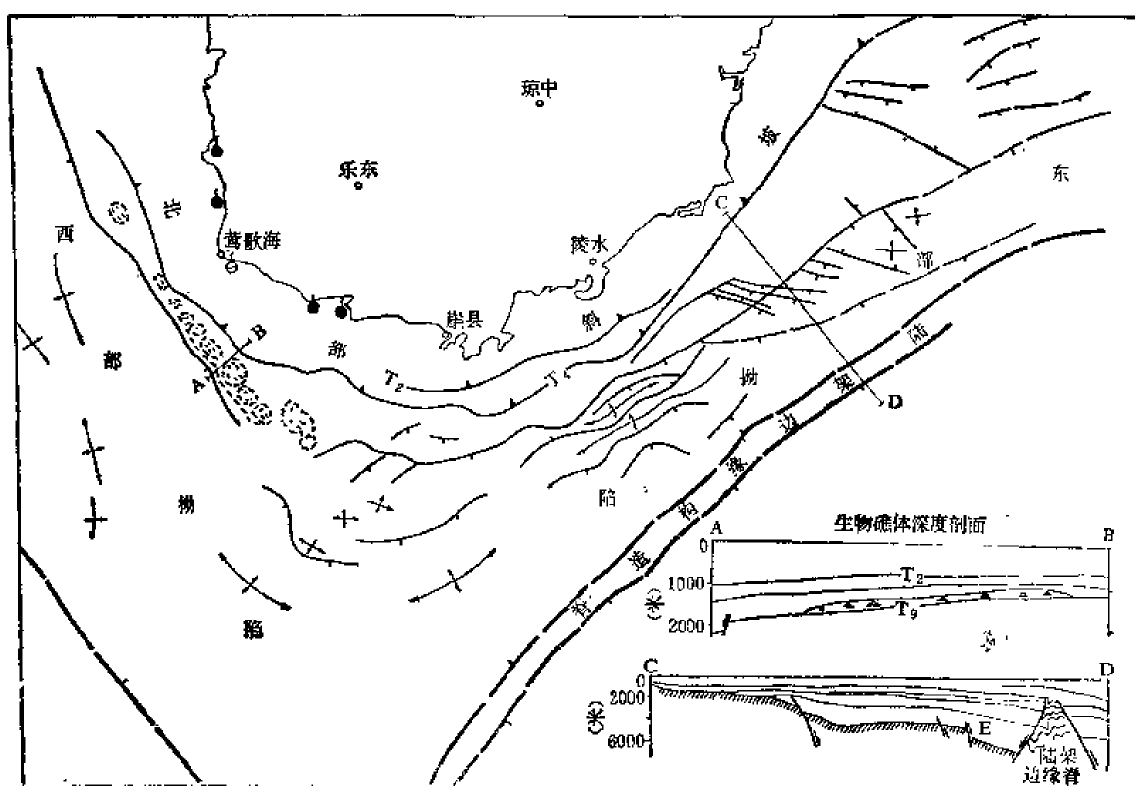


图4-9-35　莺歌海盆地构造略图

西部坳陷裂谷为红河裂谷的延伸部分。东部坳陷以神狐暗沙隆起与珠江口盆地分界，沉积岩厚达7000米左右，下第三系沉积至少有5000余米。靠近海南岛陆地为一斜坡，与凹陷之间有一规模巨大的基底正断层。坳陷东南侧为陆架边缘构造脊（火山弧）。坳陷为北东走向的地堑构造，内部发育较多的背斜圈闭。西部坳陷为一北西向地堑构造，沉积厚达万米，北

部为宽缓的斜坡，沉积厚度较薄，但发育一系列生物礁，礁体厚达300～400米左右，面积由几十至近百平方公里。拗陷内发育北西向背斜圈闭，北缘广泛发现油气显示，并见工业油流。

（三）北部湾盆地

北部湾盆地是指介于中国广西南部、广东雷州半岛和海南岛北部之间的海域，以及东至电白、阳江附近的浅海区。东部基岩抬升，盆地变浅。盆地主体在雷州半岛以西海域及海南岛北部，面积十六万平方公里。

盆地基岩是由华南加里东褶皱系组成，中新生代发生裂陷作用，形成大陆裂谷盆地。

裂陷初期（晚白垩世—古新世）为一套红色砂、砾岩夹红色泥岩、泥灰岩沉积，厚100～900米。始新世裂陷最盛，沉积了厚达600～1500米的湖相暗色泥、页岩夹砂岩及油页岩。渐新世裂谷发育逐渐衰退，该期沉积与下伏地层不整合，并超覆于更老的地层之上。岩性主要为紫色泥岩及灰白色细砂岩、粗砂岩、含砾粗砂岩不等厚互层。层中发现少量海岸植物及半咸水介形虫。因此渐新统可能为海岸附近的滨海泛滥平原沉积。晚第三纪为拗陷沉积，裂谷终止发育，海侵广泛，海相沉积厚达2000米。与下伏地层不整合，并超覆于不同时代的老地层之上。岩性主要为灰色泥岩夹砂岩、砂砾岩。

北部湾盆地构造单元可分为北部隆起、中部拗陷、南部隆起。拗陷内由于基岩的起伏又可分若干地堑型或半地堑型凹陷（图4-9-36）。盆地内断裂发育，走向分北东、北东东、北

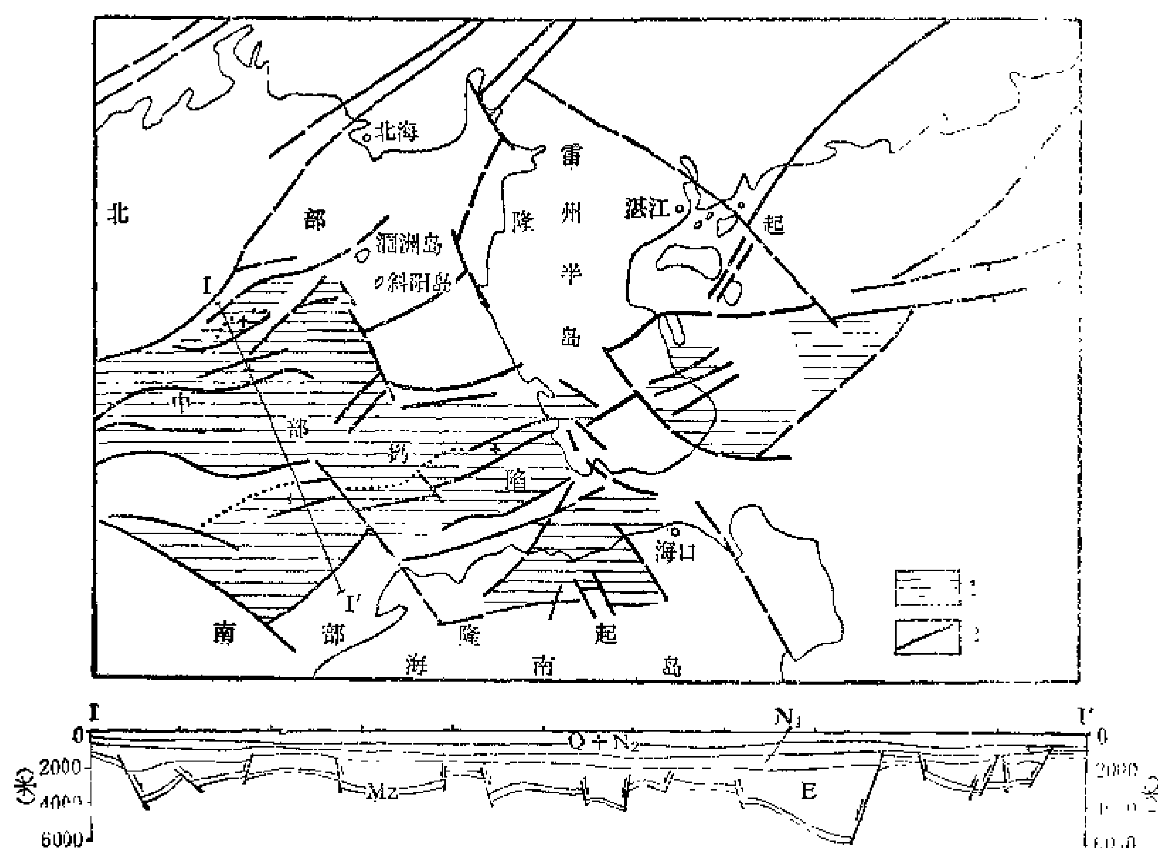


图4-9-36　北部湾盆地构造略图

1—拗陷区，2—区域断层

西向三组。北东向断裂大多数为大断裂，它形成时间早，长期活动，控制着中生界地层的分布。北东东向断裂，活动时期始于新生代初，对新生代沉积起分割和控制作用，中新世活动趋于减弱。这组断层多属生长断层，对油气的生成和聚集有密切关系。北西向断裂主要活动于晚第三纪，它对早第三纪形成的构造格局起了一定程度的改造作用，此组断裂在海区东部伴随有基性岩浆的喷溢，雷琼地区分布的火山口与它有密切关系。由于盆地内张性断裂活动频繁，造成地垒式背斜构造、断块构造、滚动背斜构造等圈闭类型。

近来钻探已发现了上、下第三系均有油层存在，除了自生自储的原生油气藏外，由上古生界组成的“潜山”也发现了高产油气流，为北部湾盆地油气勘探提供了良好的前景。

第二节　中部含油气盆地分述

一、鄂尔多斯盆地*

鄂尔多斯盆地横跨陕、甘、宁、晋、内蒙五个省区。东侧以离石大断裂与山西隆起分界，西缘则以石嘴山吴忠断裂、平凉甜水堡大断裂为界，南界止于乾县韩城大断裂，北端抵达河套地堑南缘大断裂，面积约二十五万平方公里。盆地不包括周缘自晋纪以后所发育和形成的渭河地堑、河套地堑、银川断陷和六盘山断陷。它们与鄂尔多斯盆地发育、构造特征迥然不同，含油气远景也存在着差异。

盆地基底构造从航磁异常图（图4-9-37）上可以看出，在临河、集宁、鄂托克旗、清水河一带为一略向南突出的近东西向正负异常区，幅度差近1000伽玛。此异常区被沉积盖层所覆盖，东端集宁以南有集宁群出露。集宁群是一套深度变质岩系，以片麻岩为主。其上为二道洼群不整合。二道洼群底砾岩中锆石同位素年龄值为23.5亿年。因而集宁群的形成时代应早于23.5亿年。上述东西向异常被平缓的负磁异常所围绕，形成一个以前者为核心的构造带。其北（临河—呼和浩特一带）是一条线性正磁异常带和重力异常梯度带，反映为一古老的深断裂。

盆地中南部三延地区为一北东向正磁异常带，向东延伸至山西境内。在离石地区出露有界河口群，侵入界河口群中的伟晶岩同位素年龄值为21.05亿年，应为中、下元古代构造带分布区。

盆地南部西安、潼关一带，为近东西向正负磁异常区。此异常向东至河南境内渐变为北西西向正负磁异常带，出露有登封群和嵩山群变质岩系。

从鄂尔多斯基底岩系来看，应属中朝陆块的一部分。晚元古代前经历了阜平、五台、吕梁等地壳运动，固结成为陆块的基底。基底构造总的面貌是东高西低，北高南低，中部相对隆起，结合基底断裂，可分为四个构造单元（图4-9-38）。

东部褶皱区，区内拗隆相间，呈北东向雁行式展布。中部隆起区，轴向近南北，最小埋藏深度不超过4000米。西部拗陷区，为一近南北向深拗陷，最深达9400米。北部隆起，为一西倾鼻状隆起，埋藏最浅。这一构造格局为后期沉积盖层发育奠定了基础。

鄂尔多斯盆地沉积盖层自上元古界至第三系累积厚度超过两万米。以地层发育齐全、沉积类型多、沉积多旋回性及大部以平行不整合接触而著称。

晚元古代秦-祁地槽和中亚蒙古地槽发生扩张，面盆地相对隆起，故长城纪时期，本区为陆源区。直到蓟县纪时秦-祁地槽海水才由西向东发生海侵，地层厚度由西向东超覆变薄。

* 本部分主要依据王尚文，“对陇东地区油气聚集规的几点看法”一文（1972）及长庆油田资料编写。

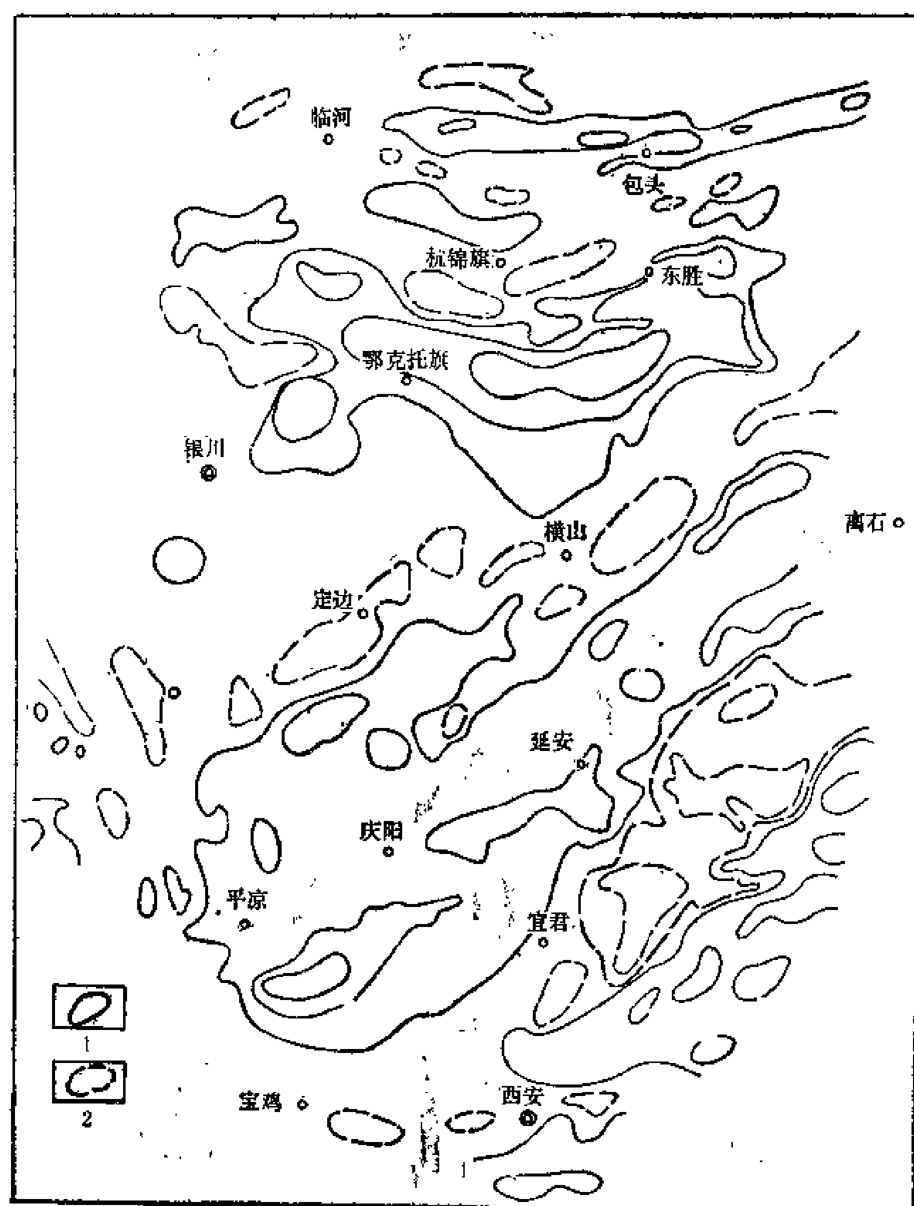


图4-9-37　鄂尔多斯盆地总磁场（ΔT_A）示意图
1—正异常；2—负异常

中部隆起阻挡了海水的东侵。蓟县纪初期为一套稳定型碎屑岩，后期为碳酸盐岩。蓟县纪沉积后海水退出，缺失青白口系。震旦纪盆地西缘沉积了不厚的大陆冰水沉积，它同样也是由西向东迅速变薄尖灭。而盆地北部的内蒙岩浆弧则阻挡了中亚蒙古地槽海水的南侵，在阴山以北沉积了一套过渡型沉积。晋宁运动使盆地隆起遭受剥蚀，造成了上元古界与寒武系之间的平行不整合。

早古生代寒武纪初期秦-祁海海水向东北侵入盆地，以后海侵逐渐扩大，逐层向东超覆。而盆地北部的内蒙岩浆弧继续阻挡中亚蒙古海海水的南侵。寒武纪以后，桌子山和陇县一带曾一度隆起遭受剥蚀，盆地东部则连续沉积了奥陶系稳定型碳酸盐岩建造，盆地西缘则为过渡型笔石页岩建造。秦-祁地槽和中亚蒙古地槽则为活动型沉积（图4-9-39）。

中奥陶世后，盆地随中朝陆块整体上升，仅在西缘局部地区有晚奥陶世残留海沉积。奥

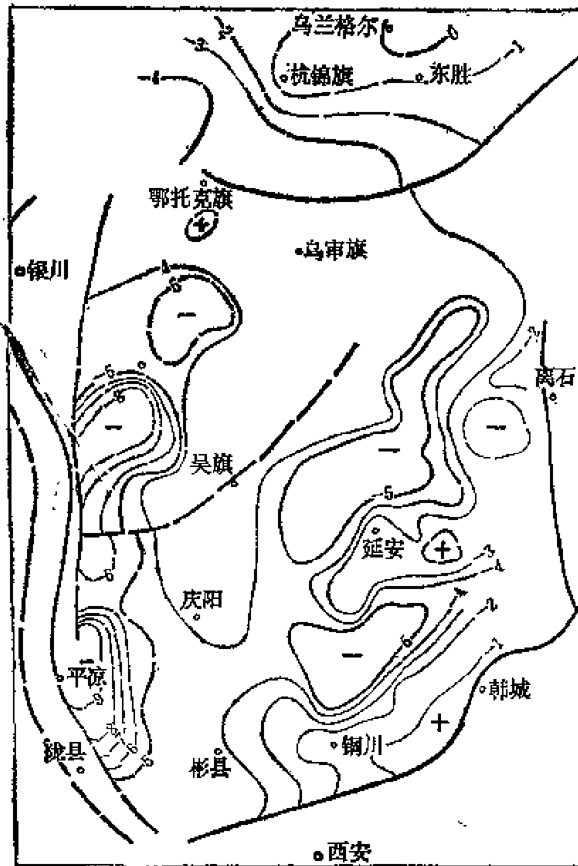


图4-9-38 鄂尔多斯盆地基底（前上元古界顶面）起伏略图

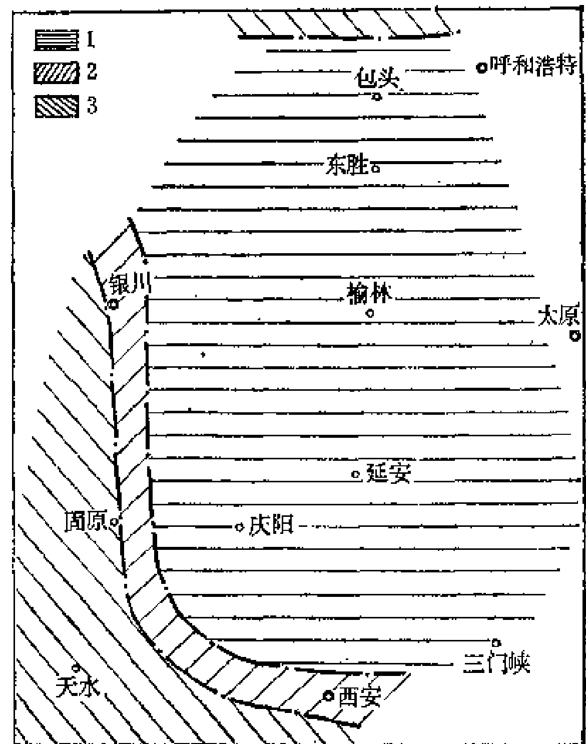


图4-9-39 鄂尔多斯盆地中奥陶世岩相古地理示意图（据汤锡元）
1—稳定型沉积；2—过渡型沉积；3—活动型沉积

陶系地层厚度变化与寒武系相似，如从盆地东部中奥陶统广泛存在着半封闭的泻湖相含膏盐白云岩来看，当时盆地中部仍为一个隆起区，它对盆地东西两侧中奥陶统沉积起了分隔作用（图4-9-40）。

早古生代末秦-祁地槽向东、向北，即沿青铜峡，南折转至平凉、华亭以东，经兰田、洛南、卢氏俯冲于中朝陆块之下。而中亚蒙古地槽沿内蒙岩浆弧（阴山北麓）向南俯冲于中朝陆块之下。贺兰山至陇县以西和大青山、乌拉山、阴山加里东期花岗岩、花岗闪长岩则是俯冲带前端的熔融产物，因此盆地在早古生代具有弧后盆地的性质。由于板块的俯冲，使盆地西南缘下古生界地层发生轻微变质和褶皱、断裂，造成了上、下古生界之间的不整合接触。盆地内部则发生上隆，长期遭受侵蚀，缺失志留系—下石炭统地层。

晚古生代中石炭世，盆地仍继承了早期相对隆起的特点，海水由东西两侧向盆地入侵，逐渐超覆尖灭。石炭纪时盆地中部仍为隆起，海陆交互相的中、上石炭统在盆地东、西边缘厚度相差很大（图4-9-41）。

自二叠纪开始海水退至秦岭以南，陆相碎屑岩盖覆了整个盆地。二叠系厚度比较稳定，一般在1000米左右。这一时期盆地中仍然相对隆起，但北部杭锦旗至东胜长期隆起地带，却接受了较厚的沉积（图4-9-42）。

中生代早—中三叠世沉积虽然连续沉积于二叠系之上，但整个地区沉积情况发生明显的变化，最大特点是沉降与沉积作用同时加速，相对地是边缘陆源区上升，陆相沉积盆地才真

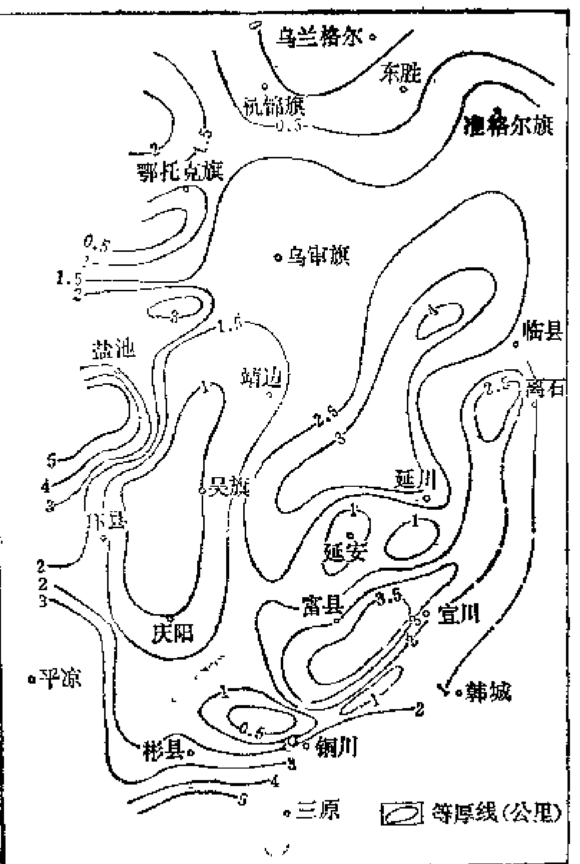


图4-9-10 鄂尔多斯盆地上元古界—下古生界厚度略图

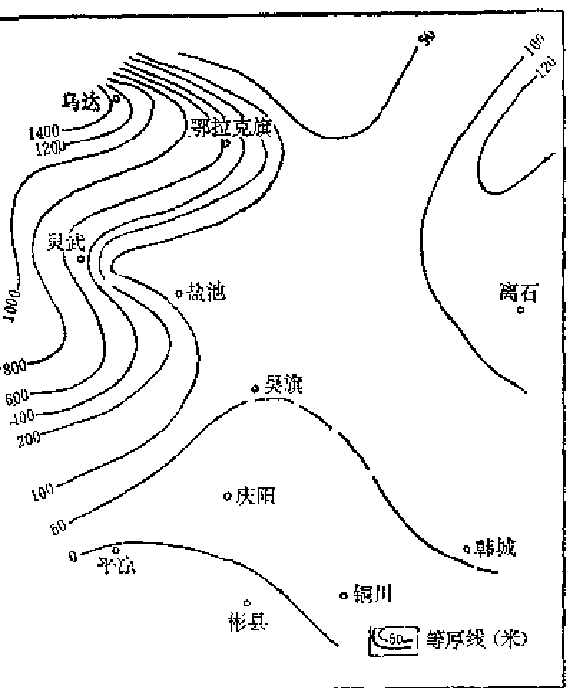


图4-9-11 鄂尔多斯盆地中、上石炭统厚度图

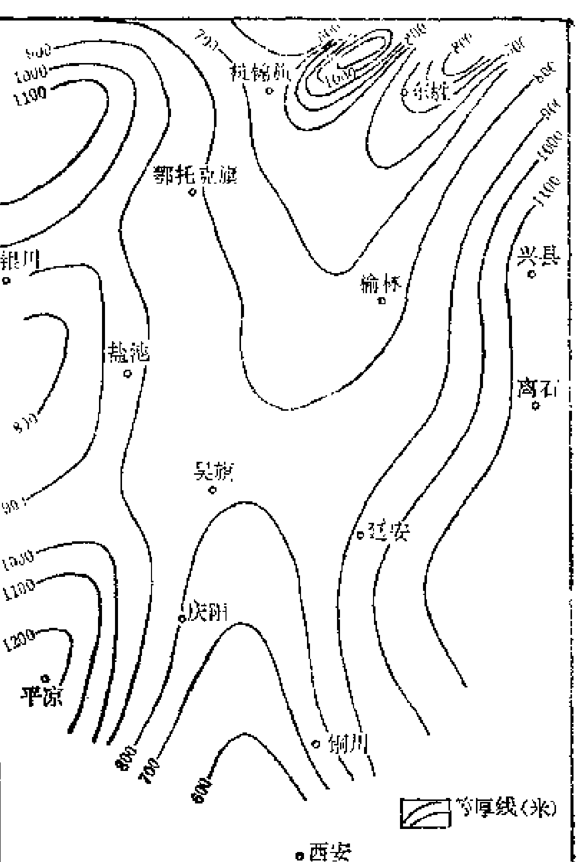


图4-9-12 鄂尔多斯盆地二叠系石盒子—石千峰组厚度图

正开始形成。西部为河流相沉积，地层厚度大，一般为600～900米。盆地东南部厚850米，为湖沼相，是当时的沉积中心。其它地区厚度仅有500余米。

晚三叠世盆地进入大型湖泊发育时期，沉积厚度约1300米。由一套灰绿色、深灰色、黑色泥岩、页岩和泥质粉砂岩、砂岩组成，可分为四个较大的沉积旋回。

第一旋回（T_3y^1～T_3y^3底部）厚500米，早期属平原河流相，中期进入湖泊发展时期，晚期湖泊发育达到全盛时期。这一时期湖盆周缘有油页岩分布，中部的广阔水域则沉积了厚达百米的黑色页岩，是重要的生油层段。

第二旋回（T_3y^3下部～T_3y^4上部），厚250～300米，从河流三角洲相沉积开始，至滨湖、浅湖相泥质粉砂岩结束。

第三旋回（T_3y^4下部），厚180米，从底部块状砂岩向上，经砂泥岩互层至以泥岩为主的沉积。上部夹煤线，湖盆开始出现沼泽化。

第四旋回（T_3y^4上部～T_3y^5），厚250～300米，从河流三角洲相开始，最后转变为湖沼相沉积，形成了著名的瓦窑堡煤系，结束了湖盆发育的全部过程。

上述沉积演变，反映了盆地在晚三叠世由大型淡水湖泊发生、发展到最后消亡的过程。同时也反映了生油层、储油层交替出现的多旋回特点。

印支期末由于东昆仑一秦岭海向北俯冲，造成了盆地整体上升，使延长统地层遭受剥蚀，形成高低不平的山地和沟谷，沟谷中充填了下侏罗统富县组、延安组河流砂岩。当时地貌西高东低，主水系的流向是自西而东，主河道南北发育较多的支流河道。河道砂厚100～200米，向古高地尖灭变薄（图4-9-43）。

延安组中、上部是一套煤系地层，属湖沼相沉积，沉积中心在延安附近。继延安组沉积之后，中侏罗世气候干燥，出现一套红色河流相与湖相沉积，东部厚400米，宁夏地区厚度增至650米以上。

中侏罗世后，早燕山运动使盆地再次上升，盆地西缘产生褶皱和断裂，造成与上覆地层间的不整合接触。但盆地中部较为稳定，大都表现为轻微不整合或假整合。盆地中缺失上侏罗统，在中侏罗世后经过强烈剥蚀，然后沉积了相当厚的山麓相和河流洪积相白垩系底砾岩。早白垩世盆地进一步收缩，沉积了一套红色碎屑岩。盆地东部上升，沉积中心迁移至天环拗陷一带，厚度在1500米以上。燕山运动晚期，盆地再一次产生褶皱、断裂，此时盆地基本定型，形成与上覆地层间广泛的不整合。此次运动

图4-9-43　早侏罗世富县期一延安期古地貌略图
1—延10砂岩缺失区；2—古河道

使盆地全面隆起，缺失上白垩统、下第三系、中新统，至上新世才接受了不厚的三趾马红土层沉积。

喜马拉雅运动早期，伴随着盆地的上升隆起，在盆地周围产生了许多断陷，沉积了巨厚的新生界地层。

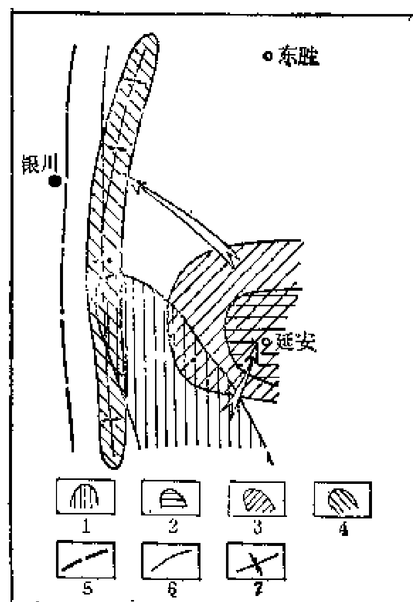


图4-9-44　沉积中心、沉降中心与构造凹陷关系图

1—T_{3y}沉积中心；2—T_{1-2}，沉积中心；3—J_{2a}沉积中心；4—K_1沉积中心；5—T_{3y}沉降轴；6—J_{1-2}沉降轴；7—天环向斜

从上述发展过程可以看出，盆地各个部分的活动性并不一致，西部、西南部相对活跃，东北部相对稳定，这显然是与盆地的基底性质有关。盆地西部、南部处于秦-祁地槽活动区与陆块的过渡带上，沉降中心多出现在盆地西南部，而沉积中心则多分布在稳定的陆块基底之上。中生代不同时期的沉降中心与沉积中心不相吻合，随着时间的推移，其中心轴作左旋迁移（孙肇才，1980）（图4-9-44）。

由于鄂尔多斯盆地西南缘被秦-祁地槽作“L”状环绕，加里东期、海西期、印支期，地槽向东、向北俯冲消减于陆块之下，尤其是新生代印度大陆向北推挤，加之中、新生代太平洋板块向西俯冲，这种东西向的综合效应，造成了盆地走向及其构造线多以南北向为主的格局。但由于西部的向北推挤的应力强于东部，致使西部边缘发生较多的压剪性西倾逆冲断裂及南北向的断褶带，东部则表现为西倾的大型斜坡。根据这些特征，结合其它地质、地球物理资料，可将盆地划分为如下的构造单元（图4-9-45）。

1.东部斜坡：面积约十一万平方公里。本区基底稳定，历次地壳运动仅表现为平缓的升降活动。印支运动使本区相对上升，造成延长统顶面受到严重的剥蚀，出现了一些“古高地”和沟谷，相对高差达300米左右，经侏罗系底砂岩的填充地形起伏逐渐减小。燕山运动使盆地再次上升，形成区域性西倾斜坡，平均坡度小于10米/公里。在西倾大斜坡背景上，表现有微弱的陡、缓的差异带和一些规模不大的鼻褶。值得提及的是，在斜坡范围内，从元古代—晚古生代，存在一古隆起。在中生代盆地形成以后，即随同盆地一起下沉，隆起逐渐消失。

2.渭北隆起：位于盆地南缘，北界于长武—黄陵一带，与东部斜坡呈缓坡状接触。南部为“渭河地堑”。东西长三百公里，南北宽约五十～八十公里。该隆起带形成于印支期，燕山运动使之继承发展和定型。局部构造发育，组成四排背斜带，铜川地区古生界广泛出露，故又可分为铜川凸起等次级单元。

3.天环拗陷：展布于西缘隆起与东部斜坡之间，平行于西缘隆起，面积约两万平方公里，为一南北向深拗陷。拗陷东翼缓西翼陡，并被断层所截，呈不对称状。拗陷内充填了4000～5000米上元古界、古生界及中、新生界地层，为古今继承性拗陷。

4.西部断褶带：晚元古代—古生代与天环拗陷为一整体，强烈下沉，是陆块向地槽的过渡带。加里东期开始褶皱，印支—燕山运动发生强烈的断裂褶皱，面积约一万五千平方公里。自西而东可分为：马家滩断褶带、沙井子断裂带、华亭断褶带。除华亭带上古生界已出露外，其它均被很薄的白垩系所覆盖。马家滩、沙井子断褶带内发育为数众多的背斜和断块

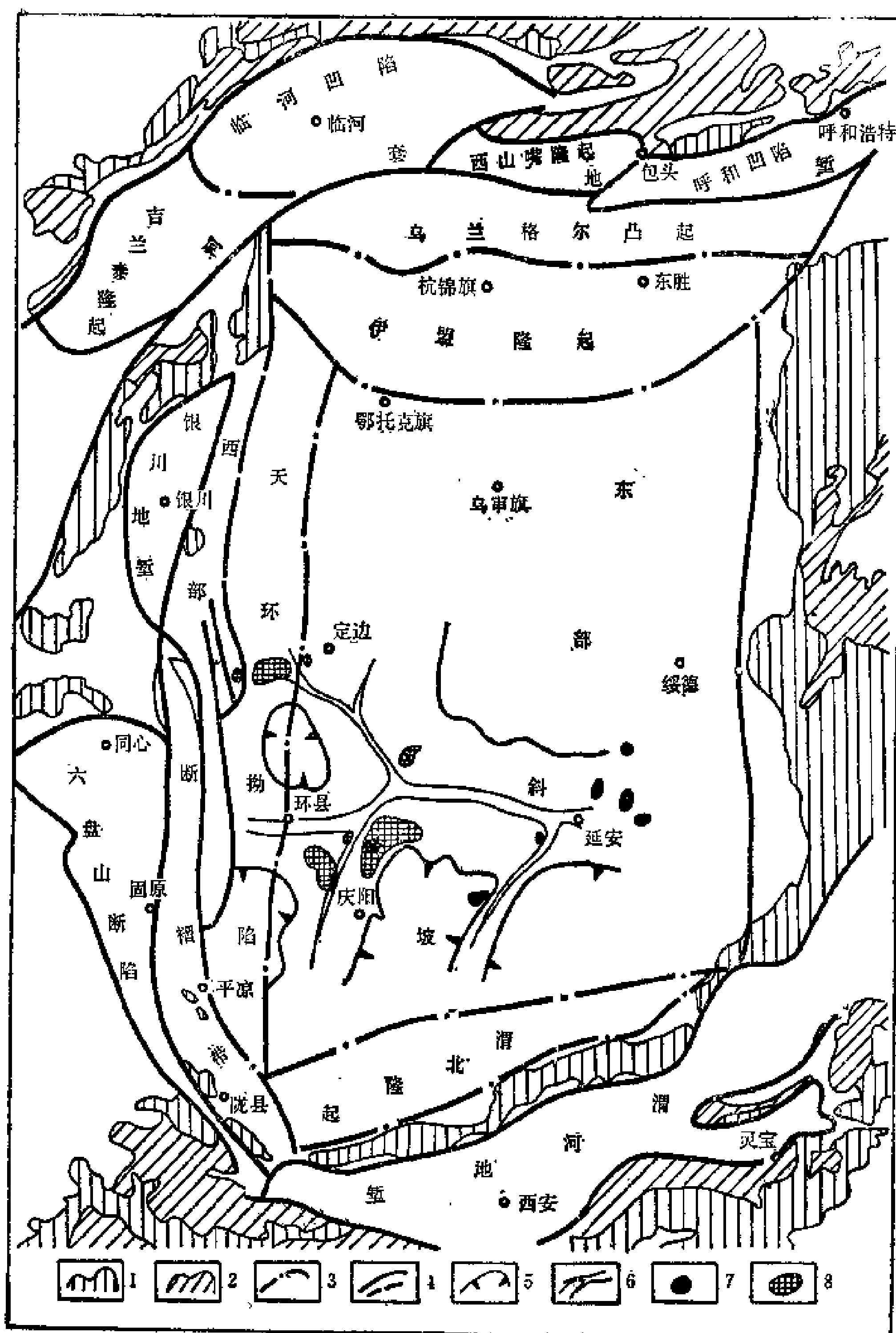


图4-9-45　鄂尔多斯盆地构造单元划分图

1—古生界出露区；2—前、上元古界出露区；3—构造分区线；4—断层；5—下侏罗统底砂岩缺失区；6—早侏罗世早期古河流；7—延长统油田；8—侏罗系油田

背斜。同时古生界地层埋藏较浅，是勘探古生界油气藏的有利地区。

5.伊盟隆起与乌兰格尔凸起：位于盆地北部，面积约四万平方公里。晚元古代一古生代继承性隆起，缺失下古生界，上古生界及三叠系向北超覆减薄。伊深一井石盒子组曾获工业性气流。伊六井在石盒子组钻遇油层，并发现下古生界风化壳，可能存在大面积的不整合面，形成地层圈闭。

除此之外，鄂尔多斯盆地外围尚有六盘山断陷、河套地堑、银川地堑和渭河地堑等，是油气勘探的后备地区。

六盘山断陷面积一万三千七百平方公里，白垩系至第三系厚6000米左右。白垩系生油层厚达961.5米，生油面积一千二百平方公里。白垩系和第三系已发现油气显示三十五处，其中地面油苗二十一处，井下显示十四口井。盘浅三井钻井中泥浆槽面见有原油。

渭河地堑是一南陡北缓的不对称断陷，凹陷中心在秦岭山前，面积两万平方公里。第三系、第四系沉积厚达6500米。渐新统为红色地层，间夹灰色地层，今后勘探应首先寻找生油凹陷。

银川地堑沉积厚达4500米，面积七千平方公里。银参3井最深，钻达3543.9米，第三系清水营组尚未钻穿。据银参1井资料，2901.5～3077.0米为绿色、灰色、深灰色泥岩，厚75米。推测地堑内下第三系下部可能有较好的生油层。

河套地堑面积为四万平方公里，自西而东可分为吉兰泰隆起、临河凹陷、西山嘴隆起、呼和凹陷。呼和凹陷中、新生界厚7000余米，为一北陡南缓的不对称断陷，深凹陷在大青山山前大断裂附近。临河凹陷北界以南倾正断层与阴山接触，断面倾角40°至45°，最大断距达12000米以上，南界为断面北倾的正断层与乌兰格尔凸起相接。凹陷是一北陡南缓的断陷，最深达7000～9000余米。凹陷中有一东西向隆起，将凹陷一分为二，北部最深，南部变浅。凹陷内并发现较多的圈闭。通过钻探，白垩系有较好的生油条件，是值得重视的地区。

鄂尔多斯盆地上元古界及下古生界海相地层均有良好的生油条件，上古生界石炭系油气显示十分广泛，如盆地东部中阳寺上村附近，于太原组底部灰岩晶洞中发现0.5公斤胶质-沥青质原油；西部刘家庄构造刘庆1井井深898.5～904米为太原组，射孔5～8米用6毫米油嘴试气，日产气约一万立方米。盆地北部乌兰格尔地区约四百平方公里的面积内，一百二十七口井中见油气显示，其中以元宝湾一带显示最好，且多集中在石盒子组下部砂岩中，由于这里二叠系不能生油，其油源应来自其南的石炭系沉积凹陷中。因而，石炭系是盆地中不可忽视的生油气层。

中生代有两个适于有机质堆积的时期，晚三叠世延长世是盆地的主要生油层系。暗色泥岩厚达300～500米，平均400米。这个厚度控制的最有利的生油面积达五万平方公里。其次是侏罗纪延安组中、上部，暗色泥岩厚40～120米。由于盆地在中生代时期特别稳定，构造活动不强，这些生油凹陷不仅分布广，而且分割性不强，为油气聚集奠定了物质基础。延长统生油层系主要分布在吴旗—甘泉一线而南和环县—庆阳以东地区。延长统沉积后遭受隆剥，为侏罗系富县组、延安组河道砂岩体沉积创造了条件，其上是延安组中上部的湖沼沉积，从而形成了良好的生、储、盖组合。从侏罗系底砂岩中油气田分布来看，严格受河道砂岩体的控制，构成了鄂尔多斯盆地油气富集别具一格的特点。

鄂尔多斯盆地除解放前发现了延长、永坪等低产油田外，解放后新发现了马岭、城壕—华池、红井子、摆宴井、吴旗、直罗等十五个油田，以及四十多个工业性油气流地区。其中侏罗系油田储量占总储量的80%。

延长统油气田主要特点是油层渗透率低，常常形成低产油层。这些油气田除了受岩性因素控制外，一般与鼻状构造有关。而延安统油气田主要受河道砂岩的控制，由于油层渗透率高砂层厚度大，形成高产油气田。

由上可知，盆地内油气富集主要受以下因素的控制：

第一、具有大型的沉积拗陷。三叠系延长统是一套湖相沉积，具有良好的生油条件，而且沉积厚、分布广，为油气生成奠定了雄厚的物质基础。

第二、延长统沉积后，经印支运动造成盆地整体抬升，遭受剥蚀，形成沟谷和山岭，为侏罗纪早期河道砂岩体的发育创造了有利条件。凡是侵蚀剧烈、沟谷纵横，在两河流主河道间的汇合处的低丘陵地带，往往有良好的砂岩体沉积。再者低丘陵地带，侵蚀严重，三叠系延长统生油层直接与延安组底砂岩相接触，当到达生油门限深度后，延长统中的油气直接向延安组底砂岩中运移聚集，形成油气田。延安组中上部为湖沼相沉积，分布广泛，形成区域性盖层，阻挡了油气的逸散。

总之，由于盆地内构造不发育，油气藏主要是地层、岩性油气藏。而盆地西部马家滩则以构造油气藏类型为主。显然这与区域构造背景有关。

二、四川盆地*

四川盆地位于四川省东半部，面积二十三万平方公里。盆地四周皆被高山环绕，东有大巴山、七耀山，东南有大娄山，西有龙门山、邛崃山，西南为大凉山。盆地周缘高山多由下古生界和部分变质岩、火成岩组成。在盆地内部以华蓥山为主峰的山系，呈北东—南西向分布，出露最老地层是上寒武统。其它地区多为低山丘陵，主要由侏罗系红色地层组成，故四川盆地又有红色盆地之称。

罗志立研究认为：14亿年前后的中国南方为洋壳所占据，约在10亿年左右发生的满银沟运动，才有岛链的雏形；但那时康滇—川中—鄂西岛链和江南岛链是并连在一起的，构成扬子陆块的“胚胎”，经过晋宁运动，使岛弧分离成康滇—川中—鄂西岛弧和江南残余岛弧。在两弧之间形成弧间盆地，堆积了很厚的板溪群。最后由于澄江运动面形成了扬子陆块。它在以后的中国南方地壳发展中起到了陆核的作用。

四川盆地位于扬子陆块西部（上扬子地区），盆地内的川西和川中地区以晋宁—澄江期康滇—川中—鄂西岛弧为基底，川东以澄江期的弧间盆地板溪群为基底，因而川中和川东基底岩石的软硬程度有明显的差别。在地史后期由于基底性质不同，因此对盖层变形的影响也有显著的差别。

上扬子地区古生代（包括震旦纪）—中三叠世的沉积远远超过了现代盆地的范围，上扬子地区周边与几个活动带连在一起，如西侧为松潘—甘孜地槽，北侧为秦-祁地槽，西南侧是三江地槽，东南侧是华南地槽。上扬子区相对上述洋盆总的趋势是属于上升区。

震旦纪南沱期沉积时，气候寒冷，陆块西北缘岛弧隆起很高，遭受剥蚀，而黔中、黔东南及江南弧形隆起地区地势低洼，接受了南沱组大陆冰川堆积。后经长期的夷平补齐作用，迎来了震旦纪灯影期海侵。

灯影期沉积时，上扬子区是被岛弧环绕的略具封闭的浅海台地相沉积。盆地西北倾斜，沉积主要为浅海含藻白云岩，在盆地东南秀山、北部广元相对隆起上为浅海白云岩、燧石层，厚度显著减薄。长宁地区厚达1000余米，是主要的生油凹陷。灯影组沉积稳定，晶洞、溶洞和裂隙发育，是威远气田的主要产气层。

* 本部主要依据四川省石油管理局资料，并参考了罗志立、谢央、何天华同志的论文编写。

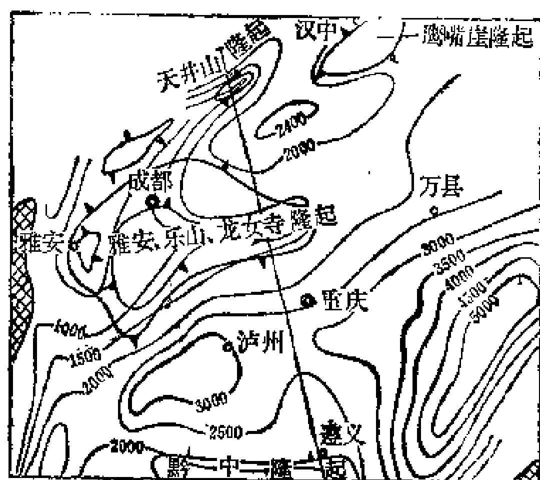


图4-9-46 四川盆地加里东期古构造图

早古生代康滇—川中—鄂西岛弧的西北侧，为秦-祁-昆洋所占据，龙门山区沉积了厚达万米的复理石沉积。上扬子地区由于华莹山、七耀山断裂的活动，形成川东南断阶和湘鄂西拗陷，后者沉积了厚达5000米的下古生界浅海沉积；前者处于斜坡区，厚度减薄至2000米。到了川中厚度更小，只有677米。志留纪末的加里东运动，结束了早古生代的沉积历史。扬子陆块西及西北缘岛弧继续上升，并受到强烈的剥蚀，陆块西部形成了近东西向的巨型的乐山—龙女寺、黔中古隆起，在古隆起之间地壳相对下沉，形成了拗陷。显然这是秦-祁-昆洋由西北向东南推挤，华南古太平洋由东南向西北推挤，二者的南北合力，一方面迫使扬子陆块向北漂移，秦-祁-昆地槽收缩；另一方面使陆块内发生形变，形成了上述构造格局（图4-9-46）。

晚古生代泥盆、石炭纪时期，上扬子地区在加里东期构造变动的基础上，仍然持续上升，陆地面积不断扩大，泥盆、石炭系普遍缺失，只是在陆块边缘有沉积。康滇、九顶山、天井山岛链东侧沉积了浅海相砂、页岩及灰岩。川东地区也沉积了50～200米的泥盆、石炭系地层。尤其中下石炭统在川东厚约10～100米，属海湾型潮坪沉积，为富含蓝绿藻、有孔虫、砂屑的白云岩、角砾状白云岩夹少量生物灰岩，成为良好的储集层。



图4-9-47 四川盆地二叠纪前古地质图(附川东石炭系等厚图)
断裂名称①—龙门山；②—彭灌；③—龙泉山；④—华莹山；⑤—桐梓；⑥—七耀山；⑦—安宁河；⑧—普雄河；⑨—汉源；⑩—峨眉—瓦山；⑪—垭都—马山；⑫—万源；⑬—城口
1—断裂；2—古地质界线；3—石炭系等厚线(米)；4—中酸性杂岩体；5—前志留系

距今2.8亿年的海西运动第二幕（云南运动），使上扬子地区迅速上升，特别是主要古隆起的核心，如乐山—龙女寺古隆起上，不仅志留系，而且奥陶系甚至寒武系中上统皆遭受剥蚀（图4-9-47）。

当上述地区剥蚀准平原化后，迎来了二叠纪阳新世海侵，接受了分布广泛的有利于油气生成的碳酸盐岩沉积。上扬子区阳新世海侵，海水来自富含浮游生物的古太平洋及富含䗴和珊瑚的特提斯洋，分别从东部、南部及西部侵入。此时，我国北方已成为陆地，接受了陆相沉积，南方

为这一大陆前缘的陆缘海。上扬子区之南与滇、黔、桂连接，形成一宽阔的碳酸盐岩台地。因此上扬子地区阳新世是陆缘浅海相沉积。这一时期岩性-岩相严格受古断裂、古隆起的控制。由于加里东期乐山—龙女寺古隆起及外围的古断裂的上升作用，海水变浅，能量增高，斜坡部位形成生物滩。因此，阳新世各期生物滩的分布与发育都位于古隆起和古断裂区。并沿古断裂呈带状分布。而位于古隆起、古断裂之间的低洼地区则为低能的局限海或开阔海台地相。构成了阳新统生、储油岩有规律的分布。

阳新世沉积后，海西运动第三幕（东吴运动）使上扬子区整体上升，造成阳新统遭受不同程度的剥蚀。由于长期风化剥蚀和表生淋滤作用，导致了古岩溶的发育，对改善储集空间起了重要的改造作用。

晚二叠世上扬子沉积了滨海沼泽含煤岩系及海相碳酸盐岩沉积。西部康滇古岛区，海西晚期受到特提斯洋壳的推挤，产生了近南北向或北东向的张性断裂，成为大量玄武岩的喷发中心，造成了西高东低，海陆交互的岩相变化。

早三叠世继承了晚二叠世西高东低的沉积特点。飞仙关组自西而东，由紫红色砂、页岩逐渐侧变为碳酸盐岩沉积。嘉陵江期上扬子区发生差异升降，形成分割性盐化盆地。中三叠世（雷口坡）岩性岩相变化恰恰与早三叠世相反（图4-9-48）。

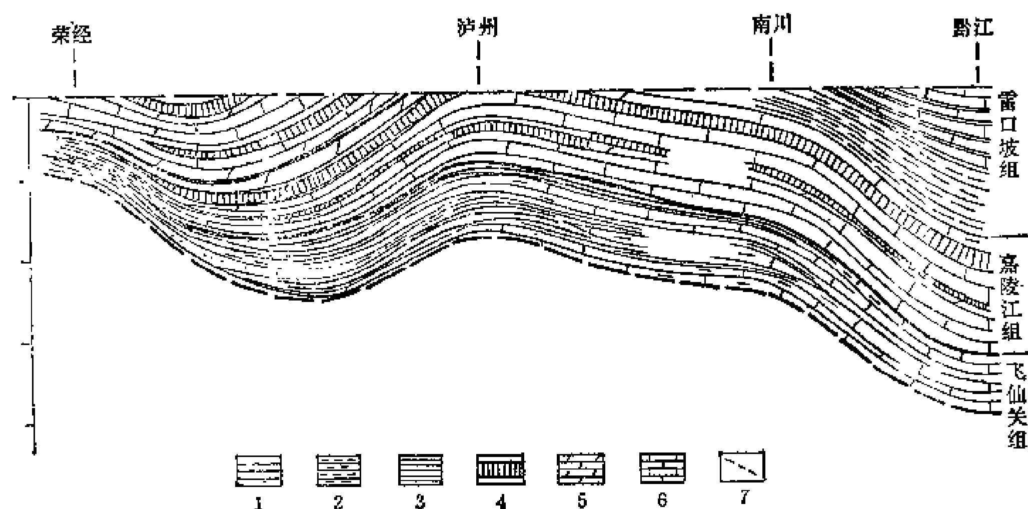


图4-9-48　中-下三叠统岩性横剖面图

1—砂岩；2—泥岩；3—页岩；4—石膏层；5—白云岩；6—石灰岩；7—假整合

中三叠世末，印支运动第一幕发生，康滇古岛的东北龙门山边缘，由于受特提斯洋的推挤，形成岛链，把上扬子陆表海与松潘—甘孜边缘海分隔。古太平洋板块向西推挤，形成了北东向的开江—泸州古隆起。由于印支运动第一幕，上扬子区发生区域性构造运动，初步形成了凹隆相间的格局。康滇、江南、龙门山隆起继承发育，而加里东期近东西向的乐山—龙女寺隆起被北东向的开江—泸州古隆起所取代。加里东期东西向的黔中古隆起已不存在。由于开江—泸州古隆起的分割形成了川西和鄂西—黔南凹陷。这对三叠纪晚期沉积起着明显的控制作用（图4-9-49）。

晚三叠世卡尼克斯和诺尼克期仅在川西沉积了海相垮洪洞组与半咸化的小塘子组，并通过龙门山岛链与松潘—甘孜边缘海相通，这就是晚三叠世四川盆地的雏型。印支运动二幕后，由于彭灌大断裂发生的上升作用，四川盆地开始形成，并转化为内陆湖泊，开始了很厚

的瑞替克期（须家河组或香溪群）沉积。而西北缘的松潘－甘孜边缘海已发生褶皱、并与龙门山岛链併结成为山地。须家河组在川西北不整合在以下地层之上，在盆地内部假整合于中三叠统之上。川西该组厚达2000余米，向东超覆减薄。岩性主要为灰黑色页岩夹砂岩。龙泉山以东广大范围内均有须家河组（香溪群）分布，岩性主要为黑色泥、页岩、煤线、煤层夹砂岩，厚400～800米。

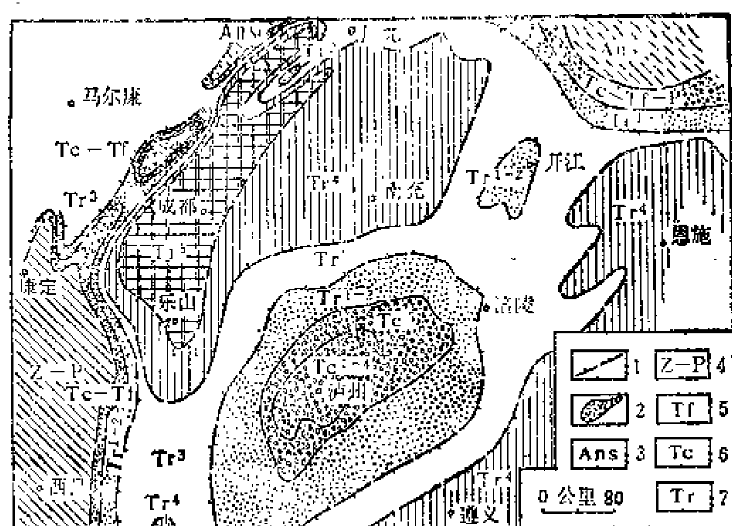


图4-9-49　四川盆地晚三叠世前古地质图
1—古地质界线；2—中酸性杂岩体；3—前志留系；4—震旦系—二叠系；5—下三叠统飞仙关组；6—下三叠统嘉陵江组；7—中三叠统雷口坡组

晚三叠世四川盆地形成，四周隆起较高与海洋隔绝，盆地内地形低洼，接受了内陆湖相沉积，从而结束了古生代以来海侵的历史。盆地内物源来自湖盆四周山地，主要有龙门山和大巴山区。沉积上反映出，靠近物源区为湖滨相沉积，盆地内部渐变为浅湖相砂、页岩，盆地中心遂宁、南充一带则出现薄层淡水灰岩，为深湖相沉积。

总之，三叠系是四川盆地主要的含油气层系，无论是下统、还是中、上统都具有工业价值的产气层。

瑞替克期沉积后，发生了印支运动第三幕，川西广元至雅安形成许多古隆起，早侏罗世白田坝组在盆地边缘不整合在三叠系之上，至盆地内部则表现为假整合接触。中侏罗世沙溪庙组及遂宁组、晚侏罗世蓬莱镇组均为连续沉积。

侏罗纪在川中一带为浅湖至半深水湖相沉积，淡水介壳灰岩及黑色页岩发育，为良好的生油区。向湖盆外围逐步变成滨湖相、河湖交替相砂岩、泥岩。厚度变化由西南向东北增厚，乐山、威远一带厚2000米，向北至遂宁、南充厚2500～3000米，再往东北达县地区厚度在3500米以上。白垩纪沉积时，湖盆缩小，主要为红色河湖相沉积，沉积稳定，无火成岩活动，总厚约2000米。侏罗纪—白垩纪沉积是以盆地为主体的巨型陆相拗陷为特色，并具有中间高四周凹的形态，这一构造格局一直延续到白垩纪—早第三纪（图4-9-50、4-9-51）。

白垩纪末的燕山运动，由于太平洋及特提斯洋的推挤，形成中国东南沿海火山岛弧与怒江俯冲消减带，对盆地影响显著，盖层全面发生褶皱，也是形成现今盆地构造轮廓和局部构造的主要时期。这次构造运动不但是四川盆地构造的主要形成期，同时也是油气富集、形成油气田的主要时期。

喜马拉雅期由于印度洋的扩张，印巴次大陆向北推挤，最后导致大陆碰撞，形成青藏高原，由于中国西部急剧上升，对四川盆地的影响是大幅度上升、切割，以及在盆地西部形成断陷。喜马拉雅运动使盆地褶皱加强，而且在西部龙门山前缘的彭灌地区，断层直立倒转，形成逆冲带。盆地东南部茅台砾岩（与大邑砾岩相当）形成褶皱、断裂。川东南白垩系与其下伏地层也卷入了褶断。唯川中广大地区褶皱十分微弱，成为稳定地区。

总观四川盆地地质构造演化历史，纵向上可分为两个大的构造阶段，上部盖层晚三叠世

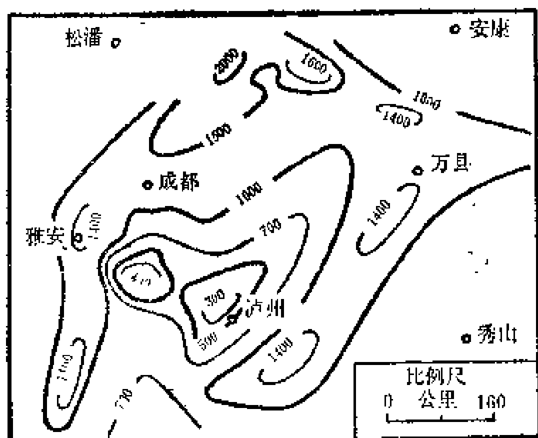


图4-9-50 四川盆地侏罗系遂宁组至莲莱镇组残余等厚图

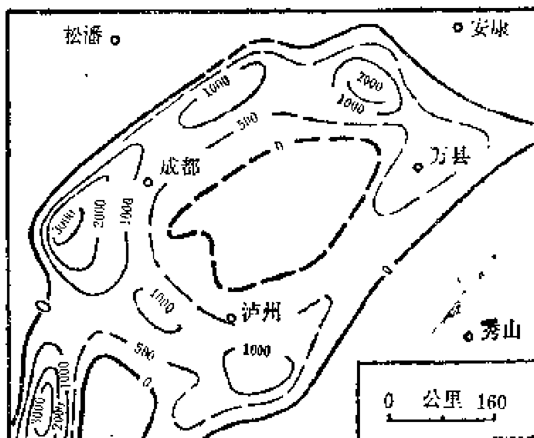


图4-9-51 四川盆地白垩系—下第三系残余等厚图

—第三纪以陆相碎屑沉积为主体。下部盖层震旦纪—早中三叠世以海相碳酸盐岩为主体，夹海相碎屑沉积。上、下两个盖层之间被区域性不整合超覆界面（印支运动一幕）隔开。上部盖层无论是沉积相、厚度变化趋势、沉积过程中的构造格局及其发展历史，都为四周高地所限定，而岩性岩相由边缘粗碎屑岩向中心变化为粘土岩或淡水灰岩。虽然这一阶段沉积中心有所迁移，但都没有超出盆地的范围。下部盖层各个层系的沉积岩性、岩相、厚度变化，沉积范围和古构造格局，与上部盖层发展阶段完全不同。古生界—中、下三叠统沉积范围远远超出了上扬子区的范围，并和邻区的加里东、海西、印支早期的洋盆连结在一起，总的趋势是上升区，而且以川中、川西南为隆起中心向外部加厚，岩相由稳定型碳酸盐岩台地相向洋盆渐变为活动型沉积。明显地反映出，上盖层为负相构造结构，下盖层总趋势为正向构造结构。由于上、下盖层发展阶段的差异，证明四川盆地是从印支运动才开始形成的。后经燕山期、喜马拉雅期的改造，才演化成今日的盆地面貌。

由于四川盆地古生代至早中三叠世多次发生海侵，沉积了巨厚的碳酸盐岩，目前在震旦系灯影组、寒武系、石炭系、二叠系阳新统、中—下三叠统嘉陵江组、雷口坡组均已发现工业性油气层或油气显示，说明巨厚的碳酸盐岩地层具有生油条件。除碳酸盐岩外，在巨厚的陆相沉积中如川西到川中的上三叠统须家河组，川中地区侏罗系自流井群的东岳庙组、大安寨组、凉高山组等都具有良好的生油条件。

海相碳酸盐岩不但具有生油条件，而且具有良好的储集性能。如威远气田良好的储集层主要是灯影组的白云岩，储集类型为裂隙-孔洞型。即溶孔、溶洞是主要的储集空间，裂缝、溶缝是主要的渗滤通道。石炭系分布在川东地区，是近年来发现的高产气层。它属海湾型潮坪环境下的产物，主要为白云岩夹少量生物灰岩，有较多的晶间孔隙、鸟眼孔隙及藻架孔隙等。又由于成岩后长期暴露和风化剥蚀影响，使这套碳酸盐岩经历了多次溶蚀和淋滤，古岩溶发育，进一步造就了储集空间。据统计平均孔隙度4.5～7.8%，最高12～17.7%，并且高孔隙段有效厚度大（8～26米），说明石炭系具有良好的储集空间。二叠系阳新统自下而上由海进期→高潮期→海退期组成两次完整的沉积旋回。海进和海退期含泥质较高，多为泥晶灰岩夹不规则薄层黑色泥岩，有利于生油。高潮期以块状亮晶有孔虫、红藻灰岩为主，泥质含量低，在古隆起斜坡形成亮晶红藻滩，或为有利的储集相带，川南地区的宋家场、阳高寺等

气田形成，就与这种生物滩密切相关。二叠系长兴组在鄂西建南已发现生物礁型储集层，形成了高产气田。三叠系嘉陵江组主要由灰岩、白云岩夹石膏构成三个沉积旋回，而泸州—开江古隆起上发育着分布广泛的鲕滩与生物碎屑滩，控制了川南气田的分布。雷口坡组及须家河组则是川西北的有利生储油岩。川中地区侏罗系大安寨组介壳灰岩为主要储集层，凉高山组为次要储集层。

由上所述，四川盆地无论是海相沉积，还是上三叠统须家河组和侏罗系陆相沉积，都有良好的生、储、盖条件，组成多旋回的生、储、盖组合，为油气勘探提供了雄厚的物质基础。

根据四川盆地的地质构造演化特点，结合地质、地球物理勘探成果，可将盆地划分以下构造单元（图4-9-52）。

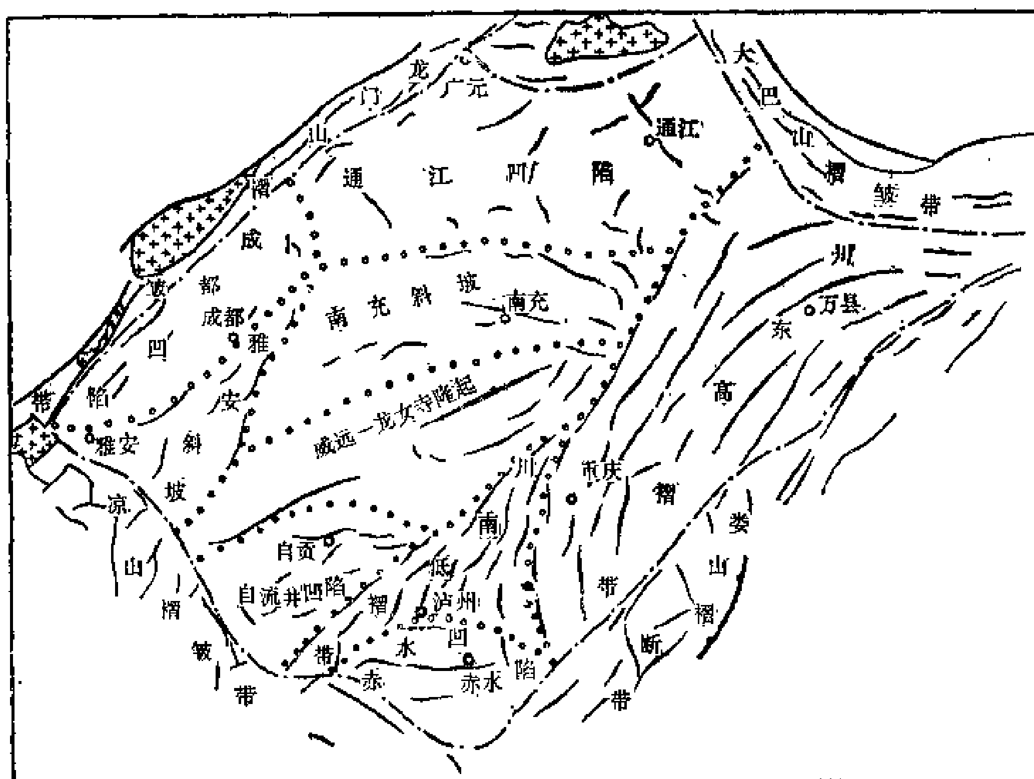


图4-9-52 四川盆地区域构造划分图
川西拗陷带：通江凹陷、成都凹陷、雅安斜坡
川中隆起带：威远—龙女寺隆起、南充—营山斜坡、自流井凹陷
川东南拗褶带：川东高褶带、川南低褶带、赤水凹褶带

川西拗陷带：位于龙泉山大断裂以西，三台、营山以北，白垩系、第四系大面积分布，是以中、新生界为主的拗陷区。该区基岩埋深达6～11公里，分东西两个沉降中心。龙泉山以西成都凹陷，以中新生界沉积为主，具有断陷性质。东部通江凹陷发育较早，为古生代以来的继承性凹陷。凹陷北陡南缓，与川中隆起为过渡关系。因此按构造特点可分为三个次级单元。（1）通江凹陷：中生界厚6000～7000米，燕山期形成构造，褶皱微弱，可分中坝、九龙山北东向构造带，涪阳坝北西向构造带和平昌、中台山构造群。本凹陷内构造线方向多变，靠近山前构造形成较早，凹陷内构造线较为复杂。近年来在广元、昭化、白水地区进行地震勘探，发现地腹二叠系构造与浅层完全不符，浅层只有一个鼻褶，至二叠系出现一系列与龙

门山平行的叠瓦式断裂，并伴随有褶皱。该区已发现中坝、河湾场等气田。（2）成都凹陷：加里东期处于古隆起部位，中三叠世开始沉降，并在以后沉积了近6000米的中、新生代陆相地层。现今构造线主要为北东及北北东向，呈雁行式排列，并以凹陷中心为界，其东侧背斜轴面及断面皆倾向东南，西侧轴面及断面倾向西北。凹陷内现今构造上、下差异明显，目前勘探程度较低，还待深入。（3）雅安斜坡：加里东期为隆起，处于雅安—乐山—龙女寺古隆起的最高部位，中、新生代为向成都凹陷过渡的斜坡。表层发育北东及北北东向三排背斜带，自东而西为龙泉山背斜带、苏码头—盐井沟—三苏场背斜带、熊坡背斜带。地而侏罗系以上构造形态多为不对称箱状，轴面及断面多倾向东南，逆掩断层多发育在侏罗系和三叠系中，再向深部逐渐消失，背斜亦随之变平。

川中隆起带：位于龙泉山以东，华莹山以西大片侏罗系红层分布区。古生代、中生代都处于相对隆起，沉积厚度只有川西、川东地区的一半。川中隆起基岩埋深6～8公里，威远隆起最高的地方只有4～5公里。该隆起带可进一步划分为（1）威远—龙女寺隆起：在加里东期和燕山期均处于隆起部位，印支期处于斜坡位置。现今构造以威远、龙女寺为主体，构造线为北东东向或近东西向，东部受华莹山断裂的影响，形成合川、文昌寨北东向背斜带。该区褶皱弱，构造平缓宽阔，断裂极少，深浅构造继承性好，一般向深部构造幅度变小。本区侏罗系大面积含油，二、三叠系也有良好的显示，特别是震旦系已发现大型威远气田。（2）南充—营山斜坡：加里东期处于隆起部位，印支期和燕山期均为向北急剧倾斜的斜坡。基岩埋深7～9公里。表层构造以南充—大成—鲜渡河背斜带和八角场—么庙山—营山背斜带为主体，其间还有一些鼻状构造和小穹窿背斜，如蓬莱镇—大石——立场背斜。总的构造线近东西向。各构造带东端隆起较高，圈闭幅度较大，向西逐渐降低，圈闭幅度变小，构造形态多为平缓的丘状穹窿。上下构造因受区域性北倾影响，地腹构造高点有规律的向南偏移。香溪群以上构造吻合较好，一般构造向下逐渐消失，至二叠系只有南充、营山等局部构造仍有小的圈闭。在南充—营山斜坡上侏罗系大安寨组介壳灰岩和黑色页岩发育，形成川中地区大面积岩性油藏。（3）自流井凹陷：加里东期处于乐山—龙女寺隆起南翼斜坡，印支期处于泸州隆起北翼斜坡，燕山期介于威远穹窿和华莹山断裂带之间，为一地堑式凹陷。基岩埋深5～7公里。凹陷东部分布了自流井、兴隆场、邓井关等三排构造，构造线近北东向。一般褶皱幅度较大，为似梳状、箱状和膝状背斜。处于凹陷中部的兴隆场背斜为平缓丘状穹窿。该区上、下构造继承性好，只是自上而下幅度有变小的趋势。目前三叠、二叠系中已发现高产气田，下古生界及震旦系亦有一定的勘探前景。

川东南拗褶带：位于华莹山与七耀山之间。古生代处于湘鄂黔拗陷的西翼斜坡，中生代早期由于印支期形成的开江—泸州古隆起的影响，有所抬升，燕山期末形成褶皱和断裂。本区划分为（1）川东高褶带：以华莹山断裂与七耀山断裂控制的高背斜带为主体的线性褶皱区。基岩埋深7～10公里。构造带为北东及北东东向的隔挡式褶皱，背斜狭窄，向斜宽缓，主干背斜与大断裂伴生。自西而东有华莹山、铜锣峡、明月峡、云安场、方斗山、七耀山高背斜带，其间尚有南门场、大池干井等背斜带。另外大背斜带间及其末端也分布了一些低背斜，如卧龙河、福成寨、石油沟、东溪、相国寺等背斜构造，都是有利于油气富集的构造。目前该区除二叠、三叠系气藏广泛存在外，近年来在川东石炭系中发现了高产气藏。（2）川南低褶带：位于川东高褶带以西，是华莹山高背斜带向西南的延伸，呈帚状撒开的雁行式低背斜群。加里东期为拗陷，印支期为泸州古隆起的主体部分，中生代以来是隆起区。基岩埋深约7公里。现今构造以华莹山背斜为主体向西南逐渐分枝，有温塘峡—临峰场、沥鼻峡—

六合场、东山一坛子坝、西山一龙洞坪、古佛山一南井、螺观山一广福坪、青山岭一双河场等背斜构造带。各高点呈左列雁行式排列。与华蓥山大断裂右行剪切作用有关。背斜多为狭长梳状，向南延伸褶皱逐渐减弱断层减少。这一地区局部构造由上而下褶皱增强，闭合面积变小，断裂增多，高点有位移，特别是二叠系构造往往出现多高点、多断块的特点。该区已发现成群分布的二、三叠系气藏。(3)赤水凹褶带：位于泸州以南，长宁、古蔺以北，东西向构造分布区。加里东期为拗陷，印支期处于泸州古隆起的南斜坡，侏罗、白垩纪又复为拗陷，基岩埋深约8公里。该区现今构造主要有高木顶、长垣坝、纳溪三排东西向构造。以长垣坝背斜带为突出代表，是一系列串珠状穹窿组成的东西向长垣。已发现为数众多的二叠、三叠系气藏。

综合上述各区带的构造特点，四川盆地构造圈闭类型，按构造褶皱强度与顶部形态、两翼倾角等分为八类（图4-9-53）。

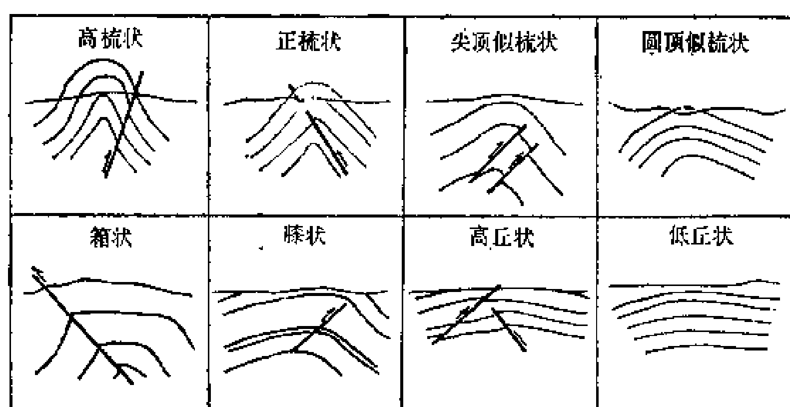


图4-9-53　局部构造形态分类图

由于褶皱强度不同，构造形态不同，产生的裂缝发育程度和分布规律也不相同。褶皱强者裂缝发育，构造陡裂缝分布范围较窄。不同类型的构造圈闭有不同的发育特点，直接影响着碳酸盐岩储集层渗滤与保存。褶皱强弱不同，不但影响着勘探目的层的保存，而且上下构造变异规律也有所不同。因此研究圈闭条件是四川盆地油气勘探的重要工作。

目前四川盆地已发现了大量的油气田，这些油气田除川中部分油田外，几乎全都是背斜型油气田。由于盆地发育历史上经历多次地壳运动，特别是志留纪末的加里东运动和三叠纪末的印支运动，在盆地内形成了一些巨型古隆起，对油气早期运移、富集十分有利。古隆起对油气富集的控制作用主要有：(1)古隆起控制了沉积物的分异，对形成良好的储集空间有利。由于古隆起继承发育，在隆起区海水变浅，形成阻流和波浪，造成沉积物的分选、分异，粘土质和细粒物质被带走，粗颗粒和粗结构生物碎屑堆积形成生物滩。同时，由于隆起有时暴露水面，受风化、淋滤作用进一步使孔隙性变好形成良好的储集层（图4-9-54）。(2)古隆起控制了早期油气运移和聚集。由于古隆起具有原始倾斜，为油气早期运移提供了途径。如果隆起范围内盖层条件较好，又有适当的圈闭，油气就可以大量的富集形成油气田。以泸州古隆起嘉一气层为例，在古隆起顶部三千平方公里范围内，近二十个构造（包括向斜、鞍部等），打井近两百口，证明古隆起顶部为油气聚集中心，是个无水区，无论是背斜、向斜、鞍部、翼部都有油气，没有水或极少见水，而隆起外围各构造普遍存在比较活跃的边水或底水（图4-9-55）。(3)古隆起上局部构造富集条件最好。古隆起上局部构造具有两方面的优越条件。一是在区域隆起背景上易于产生局部性隆起——早期形成构造圈闭，对油气富集有利；二是在区域性隆起大范围油气富集的背景上，后期形成的构造，对油气二次富集有利。除了上述有利因素之外，古隆起如果受到剥蚀，盖层和储集层遭到侵蚀，油气可能散失造成破坏。

总之，四川盆地是我国大型沉积盆地之一，具有海相、陆相多套生储盖组合，有众多的圈闭，已发现了许多油气田，是我国重要的含油气区。

图4-9-54　泸州古隆起嘉一^{4}G、E、C小层滩微相分布图

1—滩界线；2—脊、堤、洲、坝界线；3—暴露区界线；4—古地质界线

图4-9-55　泸州古隆起嘉一气藏含油气水情况分布图

1—气藏；2—含油气藏；3—含水气藏；4—含油构造；5—产水构造；6—古地质界线

第三节　西部含油气盆地分述

一、塔里木盆地*

塔里木盆地位于天山和昆仑山地槽褶皱带之间，面积约五十六万平方公里，是我国最大

* 本部分主要依据新疆石油管理局资料及王宜昌、顾试勇《塔里木板块构造的演化与含油气远景》一文编写。

的中、新生代沉积盆地。

塔里木是一个古老的陆块，前人称之为“塔里木地台”。太古界、元古界除周缘有少量露头外，区内广大地区主要借助于航磁资料分析。从区域地质背景出发，区域磁异常的空间分布特征，应是不同原岩建造和不同的结晶岩发展过程的综合反映。

塔里木区域磁场主要由五部分组成（图4-9-56）：（1）南部磁场区，为一北东走向的正负相间的宽缓异常区，该异常区可与中朝陆块上出现的北东走向正负相间异常带类比。北东向异常带向铁克里克山一带延伸，此区出露太古界喀拉喀什群，为含石榴子石片麻岩、花岗片麻岩、含铁石英岩等组成，磁化率为400×10^{-6}CGS，最高可达1000×10^{-6}CGS。此异常带往北被中央磁力极大带截断（北纬40°附近）。这种关系表明它比产生中央磁力高带的岩石年代要老，因此塔南应是由太古界结晶岩组成。（2）中央磁力高带：此带横亘塔里木中部，西起喀什东到阿拉干，长达1100公里，宽60～80公里，由许多强度大（200～350伽玛）浑圆的异常组成。在剖面上表现为宽度大、幅度高、无次级异常干扰的光滑曲线，曲线南倾并出现负值，定量计算埋藏深度很大，一般大于12公里，下界超过30公里。沿此带有大量的超基性岩、基性岩侵入。因此认为该磁力高带应是一深断裂带，其发生时代可能是太古代晚期或元古代早期。（3）北部负磁场区：据阿克苏、库鲁克塔格等地出露的中、下元古界阿克苏群绿片岩推测，塔北负磁场应是中、下元古界弱磁性岩石的反映，磁化率一般为$50\sim100\times10^{-5}$CGS。在此背景上，轮台、库车、库鲁克塔格一带有东西向弱磁异常，据露头区推测可能是元古代花岗岩的反映，计算深度在七公里左右，视磁化强度为$100\sim10^{-6}$CGS，这一带应是元古代的构造岩浆带。（4）阿尔金山前磁场区：位于塔里木东南民丰—诺羌地区，为北东向串珠状异带所限制的局部异常带，是沿断裂带侵入的磁性体反映。这一断裂应属阿尔金断裂带的一个分支。（5）巴楚磁场区：为北西走向的强干扰磁场区。将ΔT_A异常图经过极化处理后再向上延拓20公里后，这类磁场消失，表明是浅层因素引起，据地质资料解释为玄武岩沿断裂喷发的异常带。

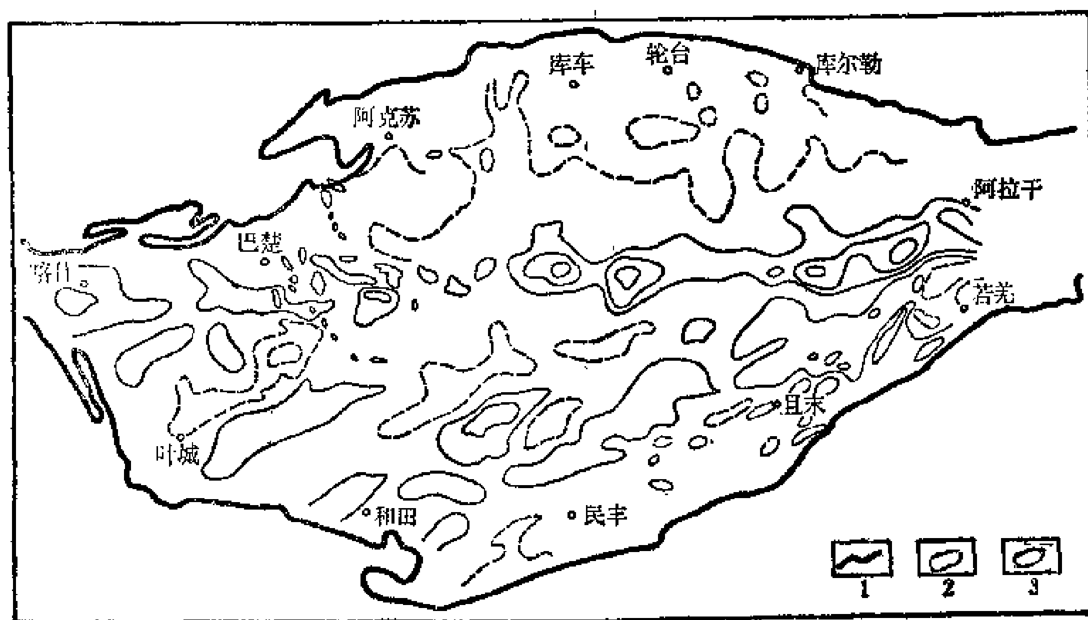


图4-9-56　塔里木盆地航磁ΔT_A异常等值线略图

1—盆地边界；2—负异常；3—正异常

根据上述磁场特征，结合地质资料分析，塔里木陆块发育历史分如下几个阶段：

太古代：南塔里木为一套角闪岩相-麻粒岩相的片麻岩系，铁克里克厚8000余米，为优地槽沉积。经过多次复杂的构造运动，褶皱变质形成了北东向构造，成为古老的陆核，开始了塔里木陆块发育的初始阶段。塔中深断裂带可能是太古代晚期古板块的缝合带，此带可与中朝陆块北缘内蒙岩浆弧北缘俯冲带相比拟。

早、中元古代：塔北阿克苏—库鲁克塔格一带有构造岩浆带出现，形成岩浆弧。该弧南为阿克苏群绿片岩带，北侧为天山优地槽，并向南俯冲，俯冲带在库鲁克塔格山北缘。塔里木古陆核南缘，西昆仑优地槽沿赛拉图一带向北俯冲，产生早、中元古代岩浆弧。这一时期古陆核明显增生，陆壳加厚范围扩大，形成塔里木陆块的雏形。阿尔金转换断层开始活动，限制了陆块的东南边界。

晚元古代：库鲁克塔格一带出现稳定型沉积，其北为细碧角斑岩优地槽沉积，并沿早、中元古代的俯冲带继续向南俯冲。陆块内部柯坪一带仅有上震旦统，已属标准的稳定型沉积。南缘西昆仑为优地槽（叶尔羌河上游一带），并向北继续俯冲，陆块前缘为弧后盆地，为一套浅海相沉积。阿尔金山前一带为稳定型厚层碳酸盐岩沉积，表明阿尔金转换断层有明显的控制作用。

早古生代：天山寒武纪—奥陶纪主要为冒地槽，活动型沉积仅分布在库米什以东至安西以北一带，厚达7000余米。志留纪优地槽范围向北扩展，厚度在6000米以上。阿克苏河上游有加里东岩浆弧，洋壳向南俯冲，俯冲带在哈尔克乌他山北缘一带，西段有较多的超基性岩带出现。陆块内部为广海碳酸盐岩和浅海碎屑岩沉积，柯坪一带有泻湖相沉积，厚度为1700～5400米。西昆仑早古生代为冒地槽，加里东期可能未曾发生俯冲。这个时期阿尔金转换断层有明显的控制作用，使祁-昆地槽与西昆仑地槽分野。

晚古生代：是塔里木陆块南北的西昆仑和天山地槽强烈活动时期。天山优地槽向北逐渐推移，泥盆纪沉降带在库米什附近，石炭纪优地槽分布在北天山及准噶尔等地，厚度在10000米以上。中天山一带已属过渡型沉积。海西早期中亚蒙古洋向陆块剧烈俯冲，沿俯冲带博罗霍洛—星星峡一线有大量的超基性岩。海西中期中亚蒙古洋收缩关闭，塔里木北部增生边缘与西伯利亚陆块南部增生边缘拼合，在克拉美丽一带形成缝合带。由于洋壳向南俯冲，陆块北部边缘出现近东西向弧后盆地。西昆仑在加里东冒地槽基础上发育成优地槽，并沿古岩浆弧向北俯冲，使海西期岩浆弧叠加在元古代岩浆弧之上，塔里木西南缘成为弧后盆地。这就使塔里木陆块在海西期成为双弧弧后盆地，南北都出现晚古生代拗陷。由于南北洋壳的对冲，陆块内北西向巴楚隆起及断裂开始形成。阿尔金转换断层活动加剧，并有岩浆活动。这个时期陆块内泥盆系沉积以陆源红色碎屑岩为主，厚400～2000米。石炭纪海水几乎淹没全区，巴楚地区为浅海台地相，并有潮间或潮上泻湖相出现，西南缘及北部广大地区为碳酸盐岩夹砂泥岩沉积，生物繁茂，有机质丰富，为良好的生油层，厚度为600～1000米。早二叠世发生海退，而西南缘仍有泥岩、灰岩沉积，厚1000余米，其它地区主要为陆相碎屑岩。巴楚隆起沿断裂发生玄武岩喷发，沉积有晚二叠世红色碎屑岩，具有裂谷性质。天山地槽褶皱带内广泛发育晚二叠世磨拉石建造，预示着海西旋回的结束。

中生代：初期因中亚蒙古洋的关闭，陆块内大部分地区上隆遭受剥蚀，仅在库车一带形成山前断陷，接受了厚1200多米的三叠系陆相碎屑岩沉积。侏罗系范围扩大，但仍具断陷性质，沉积厚达3000余米的含煤岩系。塔东、塘古巴斯等断陷开始发育，一般具有2000米左右的含煤地层。塔里木陆块西南缘，由于喀拉昆仑中生代优地槽向北俯冲，喀什一带仍具有弧

后盆地的特点，断陷中沉积了3000米的含煤建造和红色碎屑岩建造（图4-9-57）。白垩纪古地中海通过阿莱海峡侵入西南拗陷，沉积范围进一步扩大，塘古巴斯断槽可能沟通了南、北拗陷的联系（图4-9-58）。

图4-9-57 塔里木盆地侏罗系厚度略图
1—缺失区；2—厚度等值线（米）

图4-9-58 塔里木盆地白垩系厚度略图
1—缺失区，2—厚度等值线（米）

新生代：早第三纪西南拗陷继续海侵，据有关报道，海水可能到达塔东、柯坪、因干一带。这个时期除巴楚隆起外，广大地区均有下第三系沉积，地层厚约1000～1500余米（图4-9-59）。

中新世由于印度大陆与中国大陆碰撞，塔里木受帕米尔突刺的影响，海水渐渐退出。上新世印巴次大陆强烈向北推挤，使天山和昆仑山复活急剧上升，塔里木周缘及内部老断裂继续活动，同时产生新的断裂和褶皱，形成了北西、北东两组断裂的网络。塔里木广大地区下

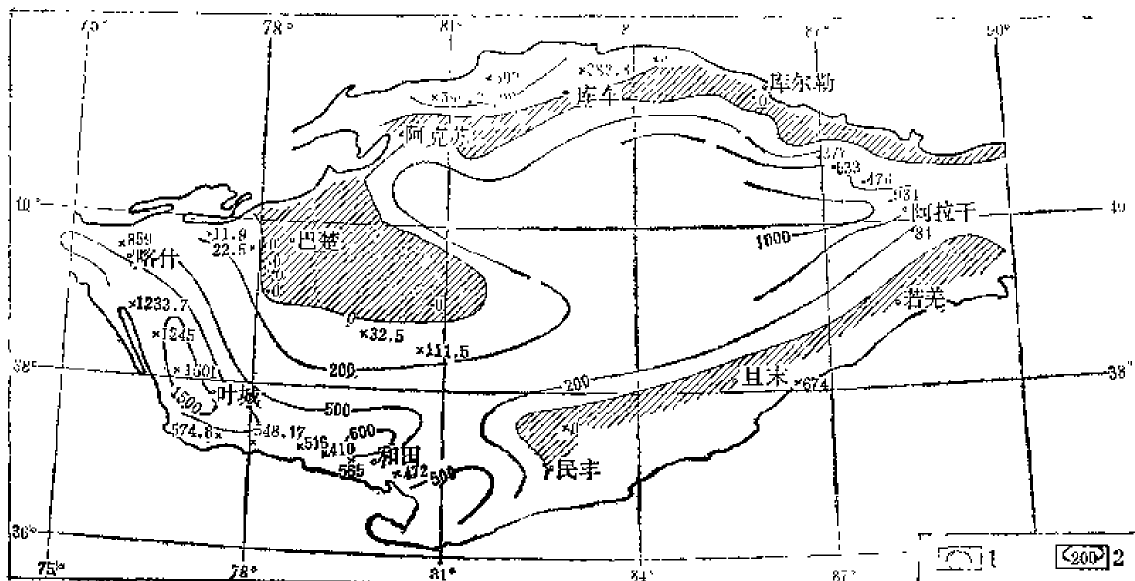


图4-9-59 塔里木盆地下第三系厚度略图
1—缺失区；2—等厚线（米）

陷，在北部和西南山前带沉积了厚达5000～7000米的上新统—第四系红色磨拉石建造，盆地中部也沉积了2000～3000米红色碎屑岩建造，形成了今日盆地的地理景观（图4-9-60）。

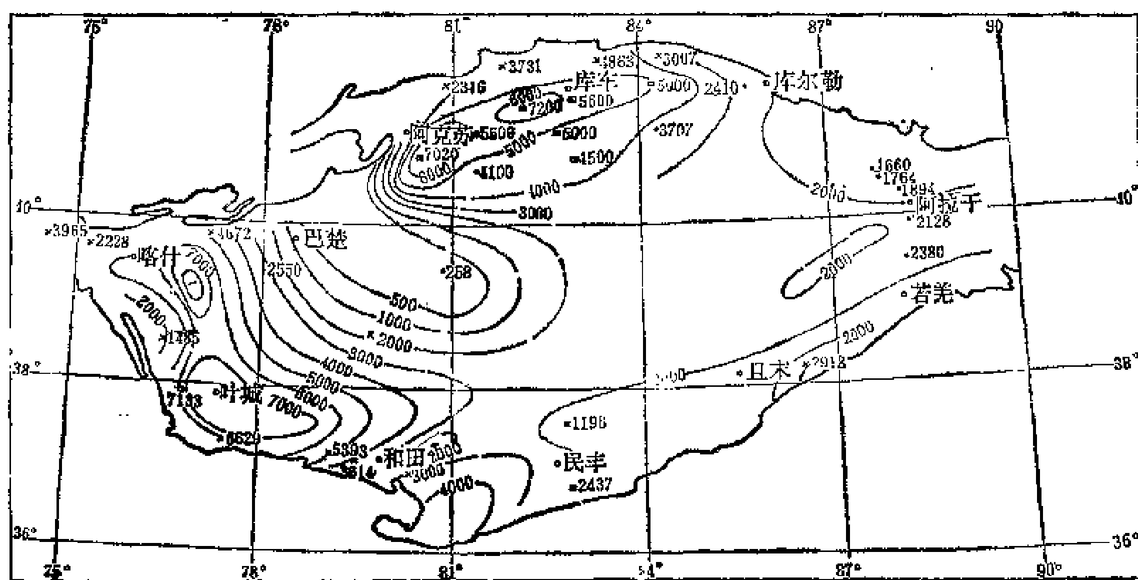


图4-9-60 塔里木盆地上第三系厚度略图

塔里木盆地总的地质构造轮廓是周边被昆仑山前深断裂、阿尔金深断裂、南天山深断裂、北库鲁克塔格断裂环绕。盆地中北部，塔里木河下游一带地壳厚40公里。盆地范围内地壳厚度变化不大，梯度只有每公里14～40米。周缘梯度增大，形如一纺锤状（图4-9-61）。

据主要密度界面（石炭系—二叠系灰岩顶面）的起伏，结合其它地质资料，可将盆地划分七大构造单元，由北而南是库车拗陷（Ⅶ）、塔北隆起（Ⅵ）、塔东拗陷（Ⅴ）、巴楚隆起（Ⅱ）、西南拗陷（Ⅰ）、塘古巴斯断陷（Ⅳ）和东南断块隆起（Ⅲ）（图4-9-62）。

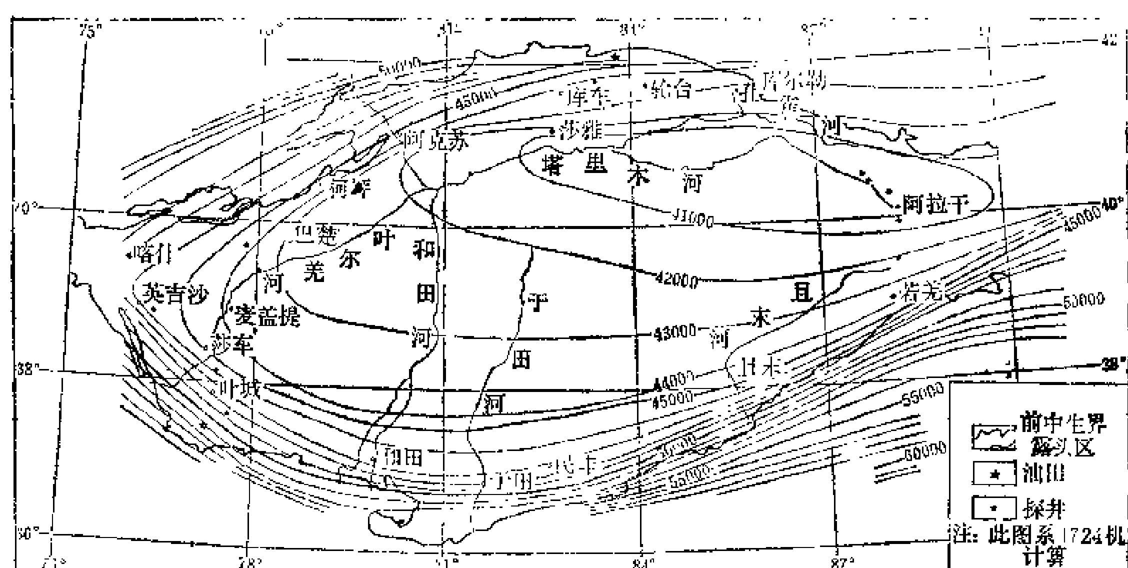


图4-9-61　塔里木盆地地壳厚度略图

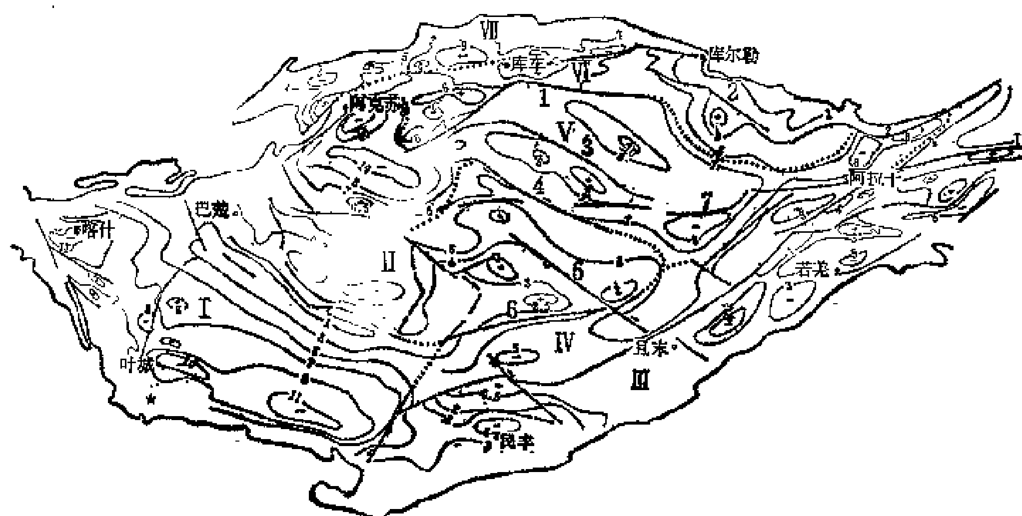


图4-9-62　塔里木盆地构造单元及断裂图

1—构造分界线；2—等深线（公里）

Ⅰ—西南拗陷；Ⅱ—巴楚隆起；Ⅲ—东南断块隆起；Ⅳ—塘古巴斯断陷；Ⅴ—塔东拗陷；Ⅵ—塔北隆起；Ⅶ—库车拗陷

主要断裂编号：1—塔里木河断裂；2—孔雀河断裂；3—跃1北断裂；4—跃2北断裂；5—跃4北断裂；6—塘北断裂；7—中央断裂

1.库车拗陷：面积约三万平方公里，剩余重力显示拗陷东西三分，中部最深，东西变浅，其南以昌木兹杜克断裂、轮台断裂为界，中、新生界沉积岩厚达9500余米。三叠系主要分布在中部凹陷，为断陷沉积。侏罗系凹陷向东西方向延伸，沉积向南减薄以至尖灭，总厚约3000米。其中三叠系中部、下侏罗统上部及中侏罗统是生油层集中段，暗色泥岩厚约1300米。由于古生代处于弧后位置，应有古生界发育。拗陷中由北向南发育四排地面背斜构造，北部褶皱强烈，向南变为开阔舒缓。地震资料证实，深浅构造易位现象普遍。目前第一排构

造上已发现依奇克里克油田和吐各尔明含油构造。

2.塔北隆起：近东西走向，地震第二反射层以上为北倾单斜，中生界向隆起顶部尖灭。按重、磁深度计算古生界较薄，厚约2000米，为一受元古代古隆起控制的长期隆起区。

3.塔东拗陷：长400公里，宽180公里，由东、西两凹陷组成。西部为阿瓦提凹陷，东部为满加尔凹陷。基岩埋深10公里，具有“双重结构”，新生界单斜，古生界、中生界拗陷，两者深度差值达3500米以上，中生界厚约3000米，同时推测应有1000余米的上二叠统。拗陷东部阿南一井钻探，缺失白垩系，估计凹陷内可能有沉积。下第三系近千米，并发现货币虫化石，有海相地层存在。阿瓦提凹陷北缘因干村附近，也发现海相下第三系盖覆于古生界之上，到深凹陷内可能形成有利的生油岩。侏罗系以深灰色泥岩为主，是主要的生油层。塔东拗陷是盆地内地壳最薄的地区，同时沉积范围辽阔，凹凸相向排列，发育北西、东西向断裂，形成以北西向为主的菱形断块构造。

4.巴楚隆起：是一占据盆地中南部的北西走向大型隆起。由东西两部分组成，西部巴楚附近古生界已出露地表，东部埋深4～6公里，两者之间有北东向断裂错开。东部中央凸起重磁异常同源现象普遍，表明基岩埋藏较浅，古生界较薄，推测中生界可能缺失，上第三系厚约3000米。西部巴楚一带从震旦系至二叠系出露齐全，残留厚度尚有3900多米，新生界第三系很薄，隆起南北断层上升盘千米左右，下降盘增厚至两千多米，表明晚第三纪以来仍处于上隆状态。巴楚和一井井深2338.5米及巴三井2845米钻穿石炭系进入泥盆系，石炭系是主要的生、储油岩系，暗色灰岩厚达900米，钻井过程中曾发生大量的泥浆漏失，产水及少量天然气。

5.西南拗陷：为目前勘探程度较高的大型不对称拗陷，由北部斜坡和西南深凹陷两部分组成，面积十万零五千平方公里（图4-9-63）。深沉降中心在山前喀什、叶城、和田三处，基岩顶面已在万米以下。西昆仑山前发育三排地面构造，南排靠山褶皱强烈，向北变为舒缓背斜带。喀什地区位于天山、昆仑山交汇处，构造复杂，发育三个构造群共三十五个背斜构造。这些背斜地震资料证实深层缓、浅层陡，应为晚第三纪形成的新构造。

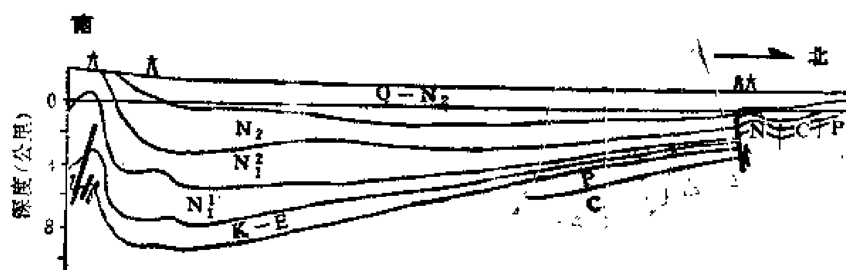


图4-9-63　柯克亚—巴楚79-320地震大剖面

从西南拗陷发育特征来看，古生代为弧后盆地，沉积厚度大于6000米，有利的海相石炭-二叠系生油岩厚150～1400米，后期因北部抬升较剧，古生界顶部遭受剥蚀，至巴楚隆起出现二叠系缺失区。中生界侏罗系呈断陷沉积分布在山前，凹陷狭窄且被分割，最厚在侠列克提一带，总厚3000米，暗色泥岩厚37～562米，形成有利生油层系。白垩系一下第三系地震剖面上由凹陷中心向北层层超覆，沉积范围不断扩大，剖面上具有“上超下剥”的特点，深凹陷仍偏隅在山前一带，形成有利的海相生油层系。生油层厚：$K_2$13～103米，E 16～229米。上第三系中新统在喀什地区为浅湖相沉积，厚约250米。上新世后山前沉积骤然加厚，

以4000～6000米磨拉石建造为主，形成前述三个沉降中心。中生代—早第三纪沉积凹陷中心由山前不断向北偏移，这与昆仑山抬升有关。此区已发现柯克亚油田，从石炭、二叠系至第三系均有广泛的油气显示。

6.塘古巴斯断陷：推测有中生界沉积，可能是白垩纪—早第三纪塔东地区海侵的通道。

7.东南断块隆起：是受北民丰—且末、阿尔金断裂控制的断隆，并有红格沙依等中、新生界小断陷。

塔里木盆地自古生代、中生代以来一直处于弧后位置，新生代由于印度板块向北漂移，印巴次大陆与中国大陆碰撞，成为典型的碰撞山前盆地。由于多次板块活动，这类盆地具有优越的多旋回沉积特点，形成多套生油层和储集层。重要的生油层系有石炭系、下二叠统、三叠系、侏罗系、白垩系及下第三系，上第三系在喀什地区也具有一定的生油能力。其中石炭系—二叠系、上白垩统、下第三系为海相生油层系，油源物质十分丰富。储集层以白云岩、生物灰岩和砂岩为主。盖层也不缺乏，除砂页岩、灰岩外，尚有膏泥岩、石膏层等。共组成五套含油层系：上第三系上部有克拉托油层、下部西河甫油层；下第三系在玉力群构造上获得油流；白垩系杨叶油砂厚25米，克里阳油砂厚20米；侏罗系是库车拗陷的主要产油层；石炭系—二叠系有和什拉甫油苗、克孜里奇沥青、柯坪中带油苗和南带沥青，色力布亚井下见天然气。

从盆地构造展布规律来看，严格受天山、西昆仑地槽活动带和阿尔金断裂带的控制。北部为近东西向拗隆，西南为北西向拗陷，东部为北东向断隆。而塔东地区受北西、北东、近东西向三种构造线的影响，构造类型可能较多。

塔里木盆地面积大、沉积厚、生油层系多，主要是勘探程度低，对区域构造格局还不太清楚，因此应加强区域勘探及综合研究，相信不远的将来一定会有新的发现新的突破。

二、准噶尔盆地*

准噶尔盆地介于天山、阿尔泰、扎依尔—玛依里（亦称西准噶尔）、克拉美丽等褶皱山系之间，形似三角形，面积十三万平方公里，沉积岩厚逾15000余米。

关于准噶尔盆地基底性质，历来都有不同的认识，一些地质学家认为属古老的结晶基底，称之为“地块”、“地台”。1980年中国地质科学院黄汲清教授等划为海西褶皱带。

准噶尔盆地周边广泛发育海西期优地槽沉积，厚度均在万米以上。仅下石炭统中基性火山岩（包括安山岩、枕状玄武岩、辉绿岩、细碧岩）和硅质岩（包括硅质粉砂岩）、凝灰岩，其中并夹有富含海相动物化石的细碎屑岩、生物灰岩，厚度达8000余米。在这套岩系中并有大量的超基性岩、基性岩体，组成蛇绿岩带。如阿尔泰的额尔齐斯、阿尔曼泰、克拉美丽、达尔布特、玛依里、北天山等①。这些蛇绿岩带除达尔布特是北东向产出外，其它均为北西向或北西西向。北西向蛇绿岩带向盆地内部延伸带上，出现磁力高带隐伏于地下。如乌伦古河北的正磁力高实际上是阿尔曼泰蛇绿岩的延续；克拉美丽蛇绿岩带北西方向延伸、恰与陆梁正磁力异常带吻合。因此，盆地中央磁力高带亦应是另一蛇绿岩带的反映。

盆地南缘钻井资料与地面露头已毋庸置疑的属海西褶皱基底。盆地西北缘车排子一带钻遇基岩为志留、泥盆系，克拉玛依至乌尔禾一带为下石炭统，夏子街、三个泉、沙丘河一带亦为泥盆至中下石炭统褶皱基底。据物探资料，盆地内各种重、磁力异常，都与周缘褶皱山系构造线一致，毫无分割与彼此切截现象。因此，可以认为盆地内部无结晶地块存在。

---

* 本部分主要依据新疆石油管理局资料编写。

①张弛：“新疆蛇绿岩某些地质特征”《地质论评》，1981年，27卷，4期。

准噶尔盆地的演化可分为地槽发育阶段、断陷发育阶段及拗陷发育阶段。

晚元古代西伯利亚陆块与塔里木陆块之间的中亚蒙古地槽(准噶尔地槽是其中的一部分)发生扩张,陆块边缘沉积了冒地槽沉积。加里东期中亚蒙古洋向南北俯冲消减,北部阿尔泰形成加里东岩浆弧,使早古生代沉积发生褶皱,形成加里东褶皱带;南部哈尔克乌他也形成加里东褶皱带,并有蛇绿岩沿俯冲带分布。海西早期中亚蒙古洋逐渐收缩,并向南北俯冲,形成北天山和阿尔曼泰蛇绿岩带。海西中期,洋盆再次收缩,最终在克拉美丽中部深断裂带附近闭合,从而结束了地槽的发育。西准噶尔扎依尔山轴部北东向达尔布特深断裂,它应是早古生代洋盆中发展起来的左行剪切带,沿该断裂有早古生代蛇绿岩套分布,可能是洋盆中的转换断层,晚古生代仍继承活动。海西中晚期,由于准噶尔地槽关闭后形成宽缓的复向斜,接受了中-晚石炭世的海侵。中-晚石炭世沉积分布面积不大,而厚度却相差悬殊,北部岩性以火山碎屑岩为主,以及棕红色砾岩与灰绿色砂泥岩、泥岩,还夹有层状喷发岩和酸性岩浆岩,南部仍为海相沉积,说明当时洋盆关闭作用仍在继续。由于海西运动第三幕的影响,形成的盆地基底构造为北西向拗隆相间的构造格局,同时发育一些北东向剪切断裂,使盆地基底具有明显的南北分带、东西分块的特征(图4-9-64)。

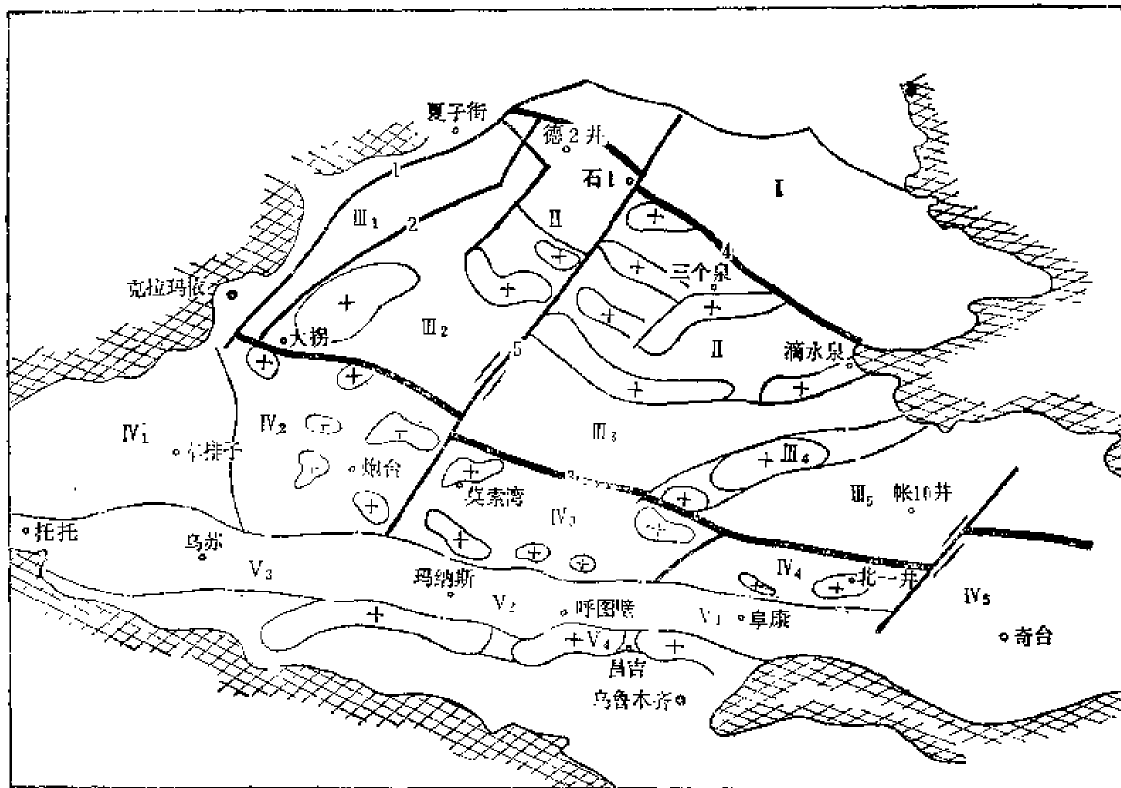


图4-9-64 准噶尔盆地基底构造略图(据王宜昌简化)

Ⅰ—乌伦古断陷;Ⅱ—陆梁隆起;Ⅲ—中央断陷带;$Ⅲ_1$—玛纳斯凹陷;$Ⅲ_2$—玛东斜坡;$Ⅲ_3$—中部凹陷;$Ⅲ_4$—白家海隆起;$Ⅲ_5$—帐篷沟凹陷;Ⅳ—车排子—奇台隆起带;$Ⅳ_1$—车排子隆起;$Ⅳ_2$—炮台隆起;$Ⅳ_3$—莫索湾隆起;$Ⅳ_4$—北三台隆起;$Ⅳ_5$—奇台隆起;Ⅴ—南部断陷带;$Ⅴ_{1-3}$—乌苏—阜康凹陷;$Ⅴ_4$—古牧地—昌吉隆起;主要断裂:1—克—乌大断裂;2—玛湖大断裂;3—中央深断裂;4—克拉美丽深断裂;5—中部大断裂

二叠纪沉积严格受海西运动第三幕形成的构造控制,开始了盆地的断陷沉积发育阶段。由于基底活动经历快速沉降、持续沉降到缓慢上升三个阶段,二叠系岩性表现为下部粗(碎屑岩)、中部细(泥页岩—油页岩)到上部略粗(泥页岩、泥岩夹砂岩)三套地层。二叠纪除南部断陷(博格达山前)和中部断陷(克拉美丽附近)保留有残留海水外,其它地区多为

陆相沉积。断陷中沉积了富含有机质的巨厚泥质岩，厚度2000～5000米，而南缘厚在6000米以上。这一阶段盆地初具规模，盆地开始形成。所以二叠纪成为盆地内重要的生、储油层发育期（图4-9-65）。

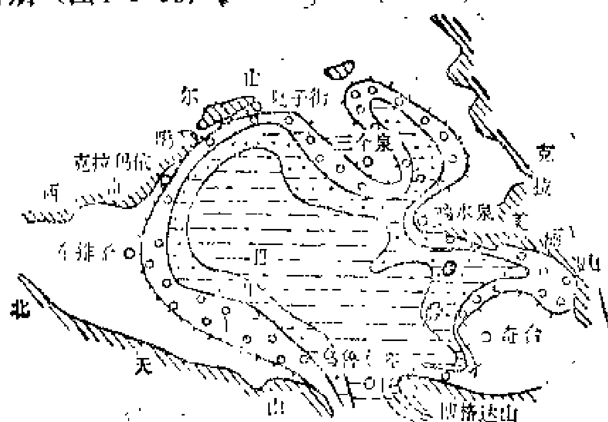


图 4-9-65 准噶尔盆地上二叠统岩相略图
（据新疆石油管理局）
I—粗碎屑岩相带；II—砂、泥岩相带；III—泥、页岩相带

海西期后，盆地内地壳活动明显减弱，基底下降速度开始变缓，幅度亦相对较小。沉积盆地面积则进一步扩大。沉降中心日趋南移，进入山前拗陷发育阶段。三叠系下部为棕红色、灰绿色砾岩夹砂、泥岩；中部为灰绿色砂砾岩、砂岩、泥岩互层；上部为灰色、灰绿色、灰黄色泥岩、砂岩、粉砂岩夹炭质泥岩，含菱铁矿。西北缘厚50～1541米，南缘厚1037～2824米。为一套陆相山麓洪积及浅湖相沉积。如克拉玛依山麓洪积扇，成为重要的储集层。三叠纪末的印支运动在盆地东部既有褶皱，也有升降，而西北缘及北部则褶皱断裂发育。克拉玛依—乌尔禾逆掩推覆带则在这一时期形成。

侏罗纪湖盆较三叠纪显著扩大，已完全逾越盆地周边的基岩断裂，沉积中心向南迁移，并在中侏罗世形成了一个统一的沉降中心，中部二叠纪凹陷已变成一南倾斜坡。侏罗系下部为煤系地层，两大含煤层八道湾组与西山窑组之间夹三工河组灰绿色、灰黄色泥岩，其中富含菱铁矿。三工河组富含有机物质，已证实为盆地中的第二套生油层系。煤系之上的头屯河组为棕色泥岩夹凝灰岩。上部齐古组为红色砂岩、砂质泥岩夹凝灰岩，顶部喀拉扎组为厚层褐灰色砂砾岩。西北缘厚度为163～1836米，南缘厚度最大779～4624米，东部厚1826米。侏罗纪末的燕山运动使克拉玛依、乌尔禾及夏子街一带地壳上升，并发生褶皱、断裂和侵蚀。

白垩纪盆地再度下降，使得分布广泛的吐谷鲁群不整合或超覆在变质岩系和三叠系、侏罗系等不同层位之上。白垩纪时期湖盆大体与侏罗系相似。但湖水变浅，主要为灰绿色砂岩、细砂岩夹棕色泥岩。北缘厚275～1200米，南缘厚189～2454米。燕山运动末期盆地南部发生褶皱断裂，山前拗陷已具规模，盆地北缘表现为区域性隆起，克拉玛依地区吐鲁谷群超覆在不同层位之上。

新生代早第三纪湖盆规模较白垩纪时略有缩小。盆地东部缺失，在安集海—独山子一带沉积中心沉积了有利的生油层系。晚第三纪由于印度板块与中国大陆的碰撞，使已被逐渐削平的天山再度复活急剧上升，形成山前拗陷带，成为碰撞山前盆地。沉积中心停积了厚达5000米的红色磨拉石建造及河流相砂泥岩建造。山前拗陷形成线性褶皱及逆冲断裂，盆地北部形成若干平缓褶皱。因此喜马拉雅运动在盆地内部表现为北弱南强。第四纪逐渐演化成今日之地理景观。

准噶尔盆地主要可分为南部山前拗陷和北部斜坡两大构造单元（图4-9-66）。

北部斜坡区：其上早期虽有隆起与凹陷，但目前基底总的趋势向南倾斜。由于边缘和内部发育有众多的基岩断裂，所以次级构造单元大多属断隆、断陷和断阶。这些次一级构造，基本上均为潜伏构造，发育在上侏罗统之下，形态大都为鼻褶或挠曲，很少有闭合良好的背斜。其走向依附于基岩起伏趋势和延伸方向，即局部构造的走向与倾没方向，和隆起的倾没

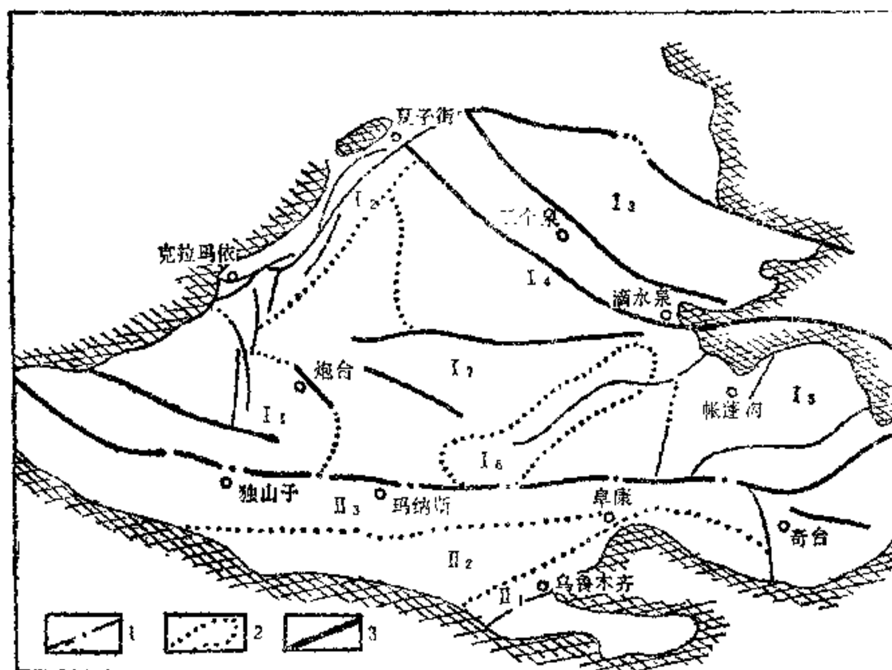


图4-9-66　准噶尔盆地构造单元划分图（据新疆石油管理局）

1—一级构造分界线，2—二级构造分界线，3—断层

Ⅰ—北部斜坡区；Ⅰ₁车排子—炮台隆起；Ⅰ₂—克-乌断阶；Ⅰ₃—乌伦古断陷；Ⅰ₄—三个泉隆起；Ⅰ₅—帐蓬沟—奇台隆起；Ⅰ₆—白家海隆起；Ⅰ₇—中部凹陷

Ⅱ—南部山前拗陷区；Ⅱ₁—妖魔山背斜带；Ⅱ₂—齐古背斜带；Ⅱ₃—安集海背斜带

与凹陷边缘倾斜方向一致。隆起幅度大的正向局部构造，顶部沉积岩遭受不同程度的侵蚀破坏，形成所谓“秃顶构造”。次级构造根据凹陷与隆起特征、基岩断裂的分布及其形成与发展的一致性和差异性分为：

Ⅰ₁车排子—炮台隆起：为一东西向的鼻状隆起，向东倾没，因受断裂割切，在基岩埋藏深度与沉积岩分布上、断层上、下盘有很大的差异，上盘有侏罗系以上沉积，下盘有二叠系及完整的中、新生界沉积。

Ⅰ₂克拉玛依—乌尔禾断阶：在盆地西北缘，为一从边缘向盆地内逐阶下降的逆冲断阶带。其中由于断块的活动产生一系列鼻状构造。该带已发现克拉玛依、乌尔禾油田。

Ⅰ₃乌伦古断陷：为断裂所限的平缓凹陷，沉积岩厚2000～4000米，其中有二叠系存在。

Ⅰ₄三个泉隆起(陆梁)：南北为断裂所限，北翼陡而窄，南部缓而宽的不对称隆起，沉积岩厚1500～4000米，顶部可能缺失部分二、三叠系，宽阔的南翼上有完整的二叠系及中、新生界沉积。其中发育有德南、石英滩、乌兰合顺、三个泉等鼻褶。

Ⅰ₅奇台—帐蓬沟隆起：是一不规则的隆起区，沉积岩厚度1000～4000米不等。因地处两大山系的会合处，受力复杂，不同的是基岩断裂发育，发育有北东向鼻褶构造。

Ⅰ₆白家海隆起：是一两翼略为对称的平缓隆起，其上有完整的二叠系以上的沉积。

Ⅰ₇中部凹陷：包括玛纳斯、中央、五彩湾三个主要为二叠系的凹陷，厚达5000米。是斜坡区沉积岩最厚和最完整的地区。

南部山前拗陷区：通常称之为天山山前拗陷或乌鲁木齐拗陷。南侧与天山以深断裂为界，北侧与斜坡区之间有一基岩断裂为界，拗陷早期具有断陷性质、后期转化为拗陷。它在各个时期沉积和北部斜坡始终是连通的，岩性也是过渡的。该拗陷在二叠纪时已具雏形，不

过范围只限于乌鲁木齐以东。进入印支期后，拗陷范围开始扩大。由于天山在地史时期的历次构造运动中表现为强烈上升，所以中、新生代各个时期拗陷有规律的由东南向西北迁移，致使各个时期的沉降中心依次向西偏北变化。二叠纪沉降中心在三台与乌鲁木齐之间，三叠纪在阜康与呼图壁之间，侏罗纪在呼图壁与玛拉斯之间，白垩纪在玛纳斯西偏北，第三纪在安集海与乌苏之间。整个拗陷最大幅度在互相重叠的中间部位，即玛纳斯一带，沉积岩厚度已超过13000米。

本区构造变动主要为褶皱运动，是由于天山的侧压应力所造成。从各个层系的构造接触关系来分析，印支—燕山运动主要影响乌鲁木齐及其以东地区，奠定了东部的基本轮廓。现今拗陷的面貌是喜马拉雅运动造成的。拗陷形态北缓南陡呈不对称状。拗陷内发育成排的轴向东西的背斜构造，背斜多为长轴背斜，短轴背斜较少。背斜与背斜之间以宽阔的向斜相隔。根据背斜带的特征及组成背斜的地层时代，可进一步分为：

I_1妖魔山背斜带：主要为二、三叠系及部分侏罗系组成。褶皱紧密，沿轴向断裂发育，完整背斜不多，有些背斜北翼向南倒转，形态复杂。

I_2齐古背斜带：主要为侏罗系和白垩系组成，背斜为长轴或线状。虽然轴部常发育平行轴向的断裂，但对背斜破坏不大，大部分背斜比较完整，为良好背斜型圈闭，已发现齐古油田和古牧地含油构造。

I_3安集海背斜带：为第三系组成，成雁行式排列。该背斜带大致可分为南北两排，靠南一排幅度较大，轴部伴随有平行轴向的断裂。靠北一排幅度较小，为完整的地面与潜伏背斜，已发现独山子油田。

准噶尔盆地长期稳定持续下沉，湖盆的水介质虽有不同性质的变化，但不同时期的古气候不同，总会出现有利于有机物质堆积的条件。如二叠系水介质为半咸水型，造成了油页岩型生油层。侏罗系水介质为淡水型，古气候潮湿温暖，造成了既成煤又生油的生油层。下第三系水体缩小，古气候干燥，为半咸水，造成含介壳层的绿色生油层。不同时期的沉积中心，只要具备了有利的地质和地球化学环境就可以形成生油凹陷。准噶尔二叠系、侏罗系、下第三系均具有生油条件，形成了三套生油层系：即二叠系芦草沟组、侏罗系三工河组、下第三系安集海组。其岩性主要为油页岩、泥灰岩、页岩、泥岩夹白云岩，厚度都在300米以上，油页岩最厚达1400米。

根据目前勘探实践，盆地内发现了五套储油层系：石炭系变质岩、二叠系粗碎屑砾岩、三叠系砂砾岩、砂岩、侏罗系及第三系均为砂岩。克拉玛依油田储集层分属于二叠系、三叠系及下侏罗统。二叠系岩性为巨厚灰绿色—棕红色砾岩，厚300～2500米；三叠系厚100～800米，几乎全是砾岩、砾状砂岩，属山麓洪积环境的产物。二叠系到中三叠统岩性特点是巨厚的粗碎屑沉积，砾岩占沉积厚度60～90%以上。粒径1～10毫米，分选极差，砾石棱角发育，成分为邻近物源区的碎块。堆积的砾岩在剖面上频繁地粗细交替，没有明显的层理和韵律，所夹的泥岩透镜体呈棕红或棕红-灰绿斑状杂色，质不纯，含有砾石、粗砂和较多的细粉砂，无层理和生物化石。洪积扇多呈裙边状分布在盆地边缘。向上一般过渡为冲积平原的河道沉积和泛滥平原沉积，也可以直接过渡为湖相沉积。一个洪积扇的不同部位有不同的岩性特征和不同的沉积物，必然导致储油物性的差异。因此可以将洪积扇划分成若干次一级的沉积类型（亚相）（图4-9-67）。

洪积扇的流沟和沟间滩是洪积扇面上最基本的单元，到扇中部位，它汇集归并而成为辫流沟和辫流砂岛。漫洪带、主槽、侧缘槽、槽滩、漫流带和辫流沟槽是基岩抬升时形成的相

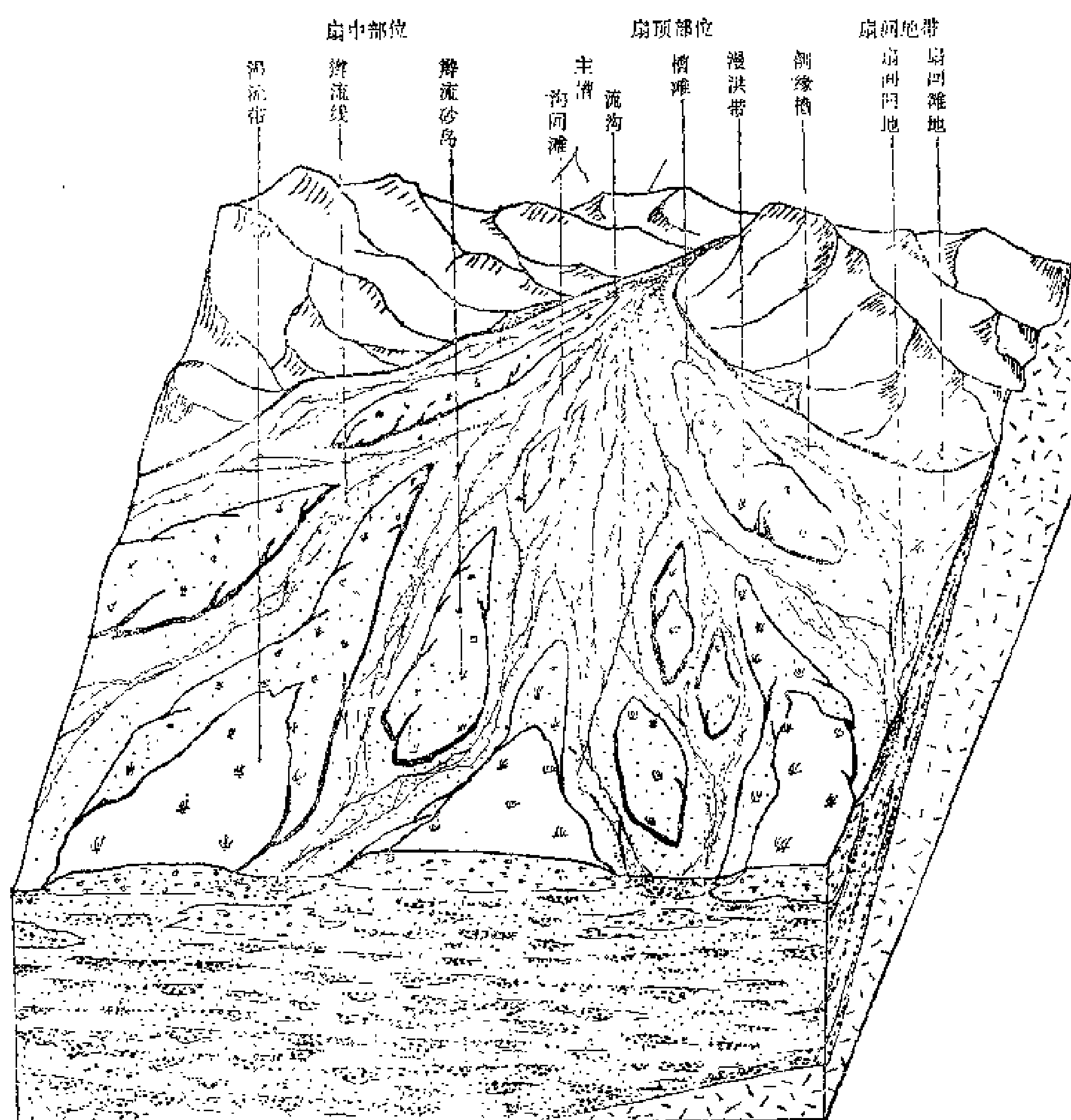


图4-9-67 洪积扇相带划分示意图（据新疆石油管理局）

带。由于盆地边缘基岩小幅度升降是普遍现象，因此它们在洪积扇上是普遍存在的。洪积扇中以主槽、侧缘槽、辫流线的储油物性最好，漫洪带、漫流带储集性能最差。洪积扇粗碎屑储集体以扇顶沉积的中上段渗透性最好。

侏罗系八道湾组(J_2)，分布于白碱滩—百口泉之间，为砂砾岩储油。砂层厚17米左右，孔隙度20%，有效渗透率61～113毫达西。已获含油面积。三工河组、西山窑组、头屯河组主要分布在盆地南缘古牧地—齐古之间的侏罗系含油构造上，为河流相砂岩储油。在齐古油田已获工业油流。砂层厚度变化较大，一般厚2～7米，最厚17米。孔隙度3～11%，渗透率10毫达西。

第三系储集层主要分布在安集海—独山子一带。独山子油田共见八个砂层组，单层厚3～4米，最厚达9米，有效孔隙度12～18%。

盆地内存在区域性盖层，在西北缘是上三叠统白碱滩组，侏罗系的三工河组对八道湾组

来说亦是良好盖层。南缘侏罗系和第三系中的泥岩、砂泥岩均可充当盖层。

根据盆地内生、储、盖层的分布状况，其组合类型分为两种：侧变式组合，如二叠系芦草沟组生油岩分布在中部凹陷，向盆地边缘演变为洪积扇，形成克拉玛依油田。另一种类型是旋回式组合，生、储、盖层间互出现，如齐古、独山子油田。据目前资料盆地东部五彩湾凹陷东侧出现洪积扇，地质条件与克拉玛依相似，可以出现侧变式组合类型。

准噶尔盆地西北缘的克拉玛依油田，是以缓倾单斜为背景的断块油田。基底为下石炭统的褶皱变质岩，上覆二叠系及中生界地层，被二组压性、压剪性断层切割成块体，由西北向东南呈阶梯下降，使油藏埋藏深度由300米依次增至3000米左右。北东向逆冲断层对油藏起良好的遮挡封闭作用，因此沿断层下盘有利的岩相带内，往往是油气富集的高产带。克拉玛依油田的形成主要是紧临玛纳斯生油凹陷，凹陷生油岩与盆地西北缘洪积扇组成侧变式成油组合，加之逆冲断层的封闭，从而形成我国西北地区的大型油田。

准噶尔盆地生油层厚、生油凹陷多，储集层发育，油气资源丰富。但目前探明的储量与这种大型盆地很不相称。北部斜坡二叠系生油凹陷面积大，而且三叠系、侏罗系向北超覆。盆地东部地质条件与西北缘相似，地面有丰富的油气显示，过去共钻探井十七口，见油气显示者达十口。盆地南部侏罗系、第三系生油层发育，共有三排背斜构造带，在十八个构造上进行钻探，其中十三个构造见油气，两个构造上见油流，并发现了独山子、齐古油田。但这一地区深浅构造不符，还待进一步工作。总之，准噶尔是一个远景很大的含油气盆地。

三、吐鲁番盆地

吐鲁番盆地位于新疆维吾尔自治区东部。北侧巍峙着博格达山，南临觉罗塔克山，东以了墩隆起与哈密盆地相隔，西界止于喀拉乌成山，属天山地槽褶皱带内的中、新生界碰撞山间盆地。面积约两万五千平方公里，沉积岩厚达8000余米。

海西中期中亚—蒙古地槽关闭后，准噶尔二叠纪残留海可能延伸到吐鲁番西北部，因而出现一套与上芨芨槽群相当的黑色页岩，当时博格达山可能还未曾上升隆起。海西晚期，北部板块撞击活动仍在继续，博格达山上升，并在吐鲁番北部产生断陷，沉积了不整合于老地层之上的三叠纪沉积。在北缘断陷中，中、下三叠统以砾岩、砂岩为主，是一套巨厚的山间河流相、山麓洪积相沉积，厚1100余米。上三叠统下部发育河流相红色砂岩、砾岩，向上逐渐演变为河湖相棕红色、灰绿色泥岩与灰绿色粉砂岩互层，局部有湖沼相沉积，厚720米。

三叠纪末的印支运动，使盆地沉降，迎来了早—中侏罗世沉积。这一时期沉积分布广泛，并超覆不整合于三叠系和其它老地层之上。下侏罗统煤窑沟群可分上、中、下三段。下段黄绿色、灰绿色砂岩、泥岩夹煤线，厚 224 米，为河流沼泽相沉积。中段以灰绿色粉砂岩、泥岩与棕褐色页岩组成，夹菱铁矿层，动植物化石丰富，属浅湖相沉积，有利生油层厚 90 余米。上段湖沼相为灰绿色、黄绿色泥岩及砂质泥岩、粉砂岩，北部夹厚煤层多层。火焰山地区煤层变薄变少，而盆地南缘基本上不含煤，岩性变粗为河流相，当时沉降中心在盆地北部煤窑沟东西一线，地层厚达960米。

中侏罗世沉积初期，由于受燕山运动早期的影响，盆地略有上升，沉积范围大大缩小。中侏罗统三间房群一般不整合或假整合于煤窑沟群之上。三间房群下部杂色条带组，为平原河流相沉积，主要以黄绿色砂岩与红色泥岩、灰绿色砂质泥岩互层，砂岩都呈槽状凸镜体，为典型的河道砂体，厚 285 米。中部七克台组，在火焰山一带为灰黄色砂岩，顶部有一层介壳砂岩。本组在七克台、胜金口组成两个扇形砂岩体，具有三角洲沉积的特征。下部为粘土岩段，局部有沼泽化；中部为中、细砂岩，大型斜层理发育，具前积层结构；上部为很薄的砂

砾岩，反旋回特征明显，是七克台油藏、胜金口油田的主力产油层[1]。七克台组向北至台北凹陷岩性变细，主要为还原环境的湖相沉积，厚度40～70余米。三间房群上部为樱红色组，本组岩性可分上、下两段，下段为灰黑色泥岩、灰绿色泥岩的湖相沉积，火焰山地区厚度较薄，向台北凹陷内增厚至100余米。与七克台组合计170余米，是盆地内主要生油层。樱红色组上段以棕红色泥岩为主，夹灰白色砂岩，见大量石膏脉及干裂，湖盆逐渐变浅，气候干燥，从而束结了中侏罗世沉积。上侏罗统红山群为一套红色砂岩，厚度变化较大，残存13～630米不等，显示了侏罗纪末期的燕山运动造成了盆地的上升侵蚀，白垩系底砾岩不整合于侏罗系之上。

白垩纪气候干燥，盆地内沉积了一套红色河湖相沉积，厚900余米。燕山运动末期，盆地发生褶皱断裂，火焰山背斜带等已具雏形。新生代沉积范围迅速扩大，使下第三系普遍超覆于老地层之上。下第三系为厚层红色砂岩、泥岩及石膏层，厚350米。由于喜马拉雅运动的影响，上第三系自下而上岩性由细变粗，上部砾岩厚达1000余米，属磨拉石建造。显示了盆地周边山系因受板块碰撞的影响急剧上升，盆地内发生沉降，当时沉降中心已迁移至胜金口南的三堡地区。由于博格达山上升最剧，使盆地内产生一系列断而北倾的逆冲断层，背斜构造遭受破坏。第四纪由于周缘山系再次急剧上升，沉降中心再次向南转移，在艾丁湖地区形成低于海平面155米的洼地。

根据盆地的地质构造演化历史，并结合物探和钻探成果，将盆地划分为如下构造单元（图4-9-68）。

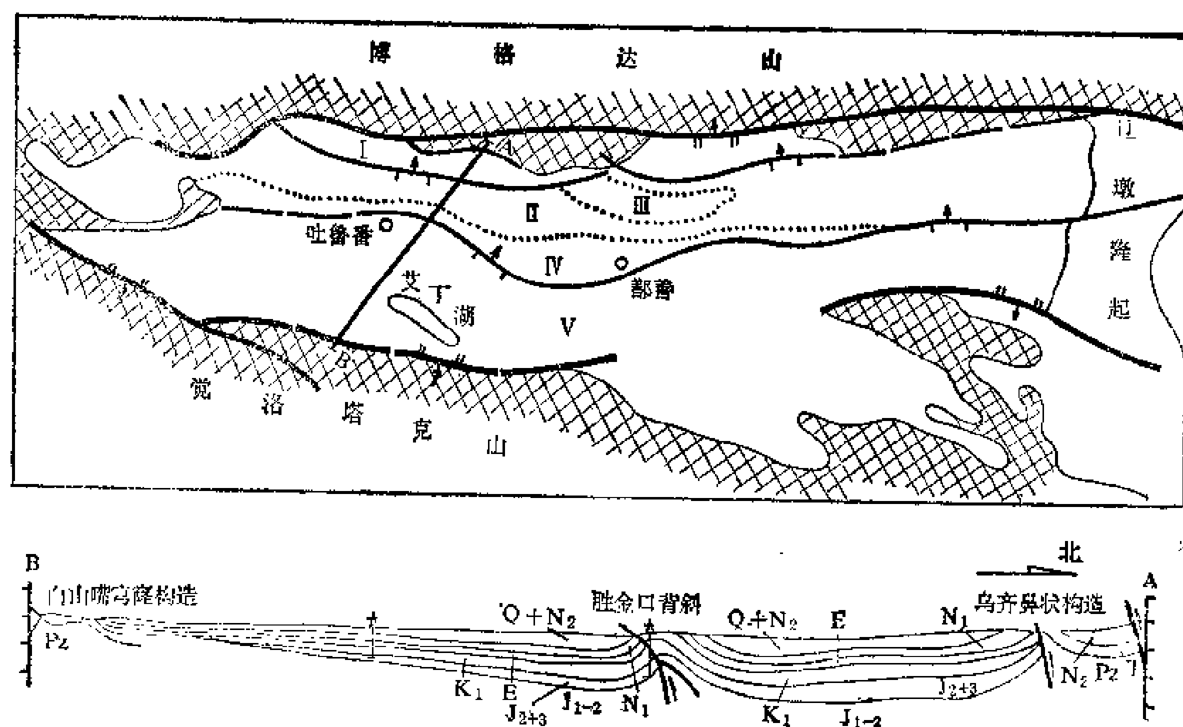


图4-9-68 吐鲁番盆地构造单元划分图

I—桃树园背斜带；II—台北凹陷带；III—可可垭背斜带；IV—火焰山背斜带；V—艾丁湖单斜带

I、桃树园背斜带：位于博格达山南麓，北界古生界岩系以高角度大断层逆冲于中新生界之上，呈叠瓦状构造。断裂带之南发育一系列轴向延东西的短轴背斜构造、背斜呈北缓南

[1] 谭试典、方炳生，“吐鲁番盆地中侏罗统岩相古地理研究”，1964。

陡不对称紧密褶皱，尤以西部幅度为大，常呈倒转。本构造带西部桃树园子二叠系黑色泥页岩中沿小断裂中发现干沥青和两侧的油浸带，二叠系可能成为生油层系。塔浪沟背斜轴部煤窑沟群中见油浸砂岩。另外桃树园背斜顶部有泥火山，但未见油气显示。

Ⅰ、台北凹陷带：位于山麓褶皱带之南，火焰山背斜带之北，地面为第四系砾石覆盖，其下为侏罗系凹陷带。该带由胜北凹陷和丘北凹陷组成。凹陷内煤窑沟组及七克台组、樱红色组下段生油层发育，有利生油面积一千七百平方公里，是盆地内主要的生油区。

Ⅲ、可可垭背斜带：位于台北凹陷带内，已发现的构造多为穹窿背斜，背斜南翼有断层，但性质不明。其中可可垭背斜钻探过程中见天然气，丘陵、台北、丘东背斜钻探过程中在七克台组见含油砂岩。本构造带地处生油凹陷之中，重、磁力资料均有显示，但主要是地震方法不过关，构造形态不落实，有待于进一步工作。

Ⅳ、火焰山背斜带：该背斜带横贯盆地中央，西起伊拉湖，东至三间房。由一系列东西向线状背斜组成。背斜幅度大，顶部狭窄，继承性强。背斜带南翼地层直立倒转，并伴有火焰山逆掩大断裂。该背斜带胜金口构造已发现工业油田，七克台构造也已证明是一小型油藏。

Ⅴ、艾丁湖单斜带：在火焰山背斜带之南，东起塔克泉，西止托克逊一带，地表为第四系覆盖，据地球物理资料，是一由南向北倾斜的平缓单斜，经钻探证实中侏罗统变薄尖灭，已失去勘探的意义。

总之，吐鲁番盆地生、储、盖组合发育良好，圈闭形成较早，尤其是可可垭背斜带应进一步工作，相信这里一定会有新的发现。

四、酒泉盆地*

酒泉盆地位于甘肃省河西走廊西部，面积二千七百平方公里，沉积岩厚7000余米，是一典型的碰撞山前盆地。

李春昱等人对祁连山地质构造发展史研究表明，震旦纪、早古生代时期河西走廊及祁连山曾是一个古海洋盆地，称曰秦-祁-昆海，南接北特提斯洋、北部邻接阿拉善陆块。古生代秦-祁-昆海发生扩张，沉积了厚逾20000米的优地槽和冒地槽沉积。古生代早期北特提斯洋壳不断向北移动，致使北祁连及走廊地区寒武纪及奥陶纪地层受到挤压，局部发生褶皱，造成不整合。志留纪末的加里东运动，全部地槽发生强烈褶皱和断裂，北祁连地槽并沿龙首山深断裂俯冲在阿拉善陆块之下，在陆块边缘见到加里东期花岗岩，应是俯冲带前缘熔融物质的产物。在这次俯冲活动之后，祁连山地槽的巨厚沉积褶皱上升，成为陆地，合并于北部陆块，山麓有泥盆纪磨拉石堆积。

晚古生代秦-昆海的俯冲带已移至东昆仑布尔汉布达一带，北祁连山受这一俯冲的影响，山麓深断裂带再次活动，走廊南部下降接受了2000米石炭系到三叠系沉积。下石炭统臭牛沟组厚400米，为海陆交替相。中石炭统羊虎沟组走廊西部缺失。上石炭统太原组分布广泛，厚250米，是以陆相为主的海陆交互相含煤沉积，页岩、灰岩富含生物化石，具有一定的生油能力。二叠系和上三叠统也仅分布于走廊南部，为陆相沉积，二叠系厚600余米，上三叠统厚1000米。总的来说海西期走廊地区以升降运动为特征，从石炭系到三叠系，各层系之间均为整合或假整合接触，未见到造山运动的迹象。

晚三叠世，由秦岭—松潘印支地槽沿临夏、天水一带向北俯冲，走廊地区也受影响，祁连山北麓深断裂使志留系及石炭系推覆在三叠系之上，走廊地区晚古生代地层发生褶皱断

*本部分主要据玉门石油管理局资料编写。

裂，构成走廊中、新生代盆地的基岩。

中生代早侏罗世走廊南缘产生断陷，沉积了龙凤山群砂砾岩、砂泥岩及煤层，厚240米。晚侏罗世走廊南部隆起，在北部合黎山、赤金堡沉积了赤金堡群，为紫红色和灰绿色砂、砾岩及页岩互层，属河湖相沉积，厚250米。

早白垩世，在侏罗纪断陷沉积的基础上，沉积范围扩大，下白垩统新民堡群广泛超覆于古生界、三叠系、侏罗系之上。由于早期燕山运动以块断为特征，盆地基岩沿北北东向产生一系列断陷和隆起，断陷中沉积了巨厚的湖相沉积，走廊地区形成一系列下白垩统凹陷，如青西、庙北、石北、营儿、马营、黎园河、民乐等。其中以酒泉西部发育最为完整，暗色湖相泥岩最厚，从而为酒泉西部盆地提供了雄厚的生油岩系。燕山运动末期，走廊地区块断普遍隆起，缺失晚白垩世沉积。

新生代早第三纪渐新世在燕山末期隆起的基础上，沉积局限于酒泉西部盆地北部，为河流相火烧沟组红色砾岩、砂岩、砂质泥岩，厚670～930米。晚第三纪由于印度大陆与中国大陆碰撞，北祁连山复活急剧上升，河西走廊形成碰撞山前拗陷带，沉积了中新统河湖相沉积。随着祁连山的急剧活动，上新统岩性愈来愈粗，由河流相剧变为山麓磨拉石堆积。祁连山向北推覆，形成了山前背斜带，并发生倒转及逆冲断层。第四纪走廊地逐渐演变为今日面貌，形成酒泉西部、东部及民乐等盆地。

酒泉西部盆地构造单元可划分为（图4-9-69）：

老君庙背斜带：由石油沟、老君庙、鸭儿峡、青草湾等背斜组成。背斜带北西西走向。南侧紧靠祁连山断裂带。构造形态多呈南缓（一般为5～20°）、北陡（一般为60～80°），轴线较长，隆起幅度大，构造轴部出露地层东老西新。如石油沟背斜为上古生界及中、新生界组成，老君庙出露地层为中新统，鸭儿峡、青草湾为上新统。背斜构造褶皱强度自东而西减弱，背斜构造形成时间也自东而西逐渐由老变新。青草湾背斜仅属表层褶曲。

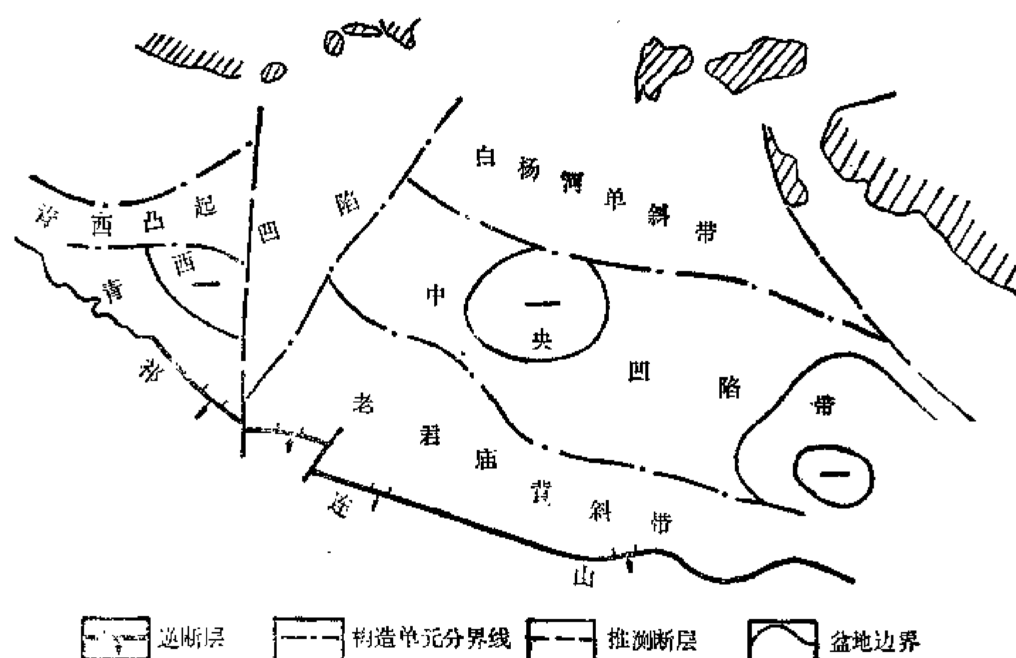


图4-9-69　酒泉西部盆地构造单元划分略图

中央凹陷带：位于老君庙背斜带以北，恰处于山前拗陷带中心，为基岩地堑型断陷，其中并被青西、石北等凸起分割。

白杨河单斜带：位于盆地北部，基岩及中新生界盖层构造均为平缓南倾单斜，倾角3～5°，临近中央向斜时倾角变陡(30～50°)，是基岩断裂的反映。在大单斜上出现有一些近东向的小背斜和挠曲，如白杨河、新民堡等短轴背斜，皆由第四系组成，南陡北缓，地面和地下构造不符，地下上新统则表现为单斜逆冲挠曲。

青西凹陷：位于青草湾以西，基岩埋深在4000米以上，为一中生代凹陷。

酒泉西部盆地早白垩世淡水湖泊广泛发育，沉积物主要为灰黑色页岩（厚600～800米）及少量砂岩砾岩，夹薄层菱铁矿及黄铁矿结核，富含有机物质，具有良好的生油环境，是盆地的主要生油层系。早第三纪盆地南部隆起，缺失沉积。晚第三纪中新世为河湖相红色碎屑岩沉积，老君庙一带发育有良好的河流三角洲砂岩体。砂岩体东西长40公里，面积约600平方公里。砂体核心部位于老君庙一带，砂层总厚15～32米，渗透率300～1450毫达西。砂体前缘带位于鸭儿峡构造西端，砂岩增厚，单层变薄，层数增多，渗透率小于100毫达西。青草湾及其以西地区，以泥质岩为主，已进入湖泊区，砂岩变细，以泥质岩为主，并与泥岩间互，渗透率变差，不具备储油条件。盆地北部发育有火烧沟组中、上部砂岩体，其沉积方向自北而南，砂层厚达800米，平均渗透率300～1000毫达西，是盆地北部良好的储集层。盆地内区域性储集层之上，发育有良好的区域性盖层，构成了盆地中第三系的储、盖组合。

由于盆地内第三系不具备生油条件，油气来源于白垩系生油凹陷，这已被大量的研究成果所证实。目前已发现了石油沟、老君庙、鸭儿峡等背斜油气田，单斜带上发现了白杨河断层封闭及单北水动力条件封闭的油田，在鸭儿峡志留系变质岩风化壳中发现了基岩油藏，这些油气田都分布在生油凹陷的一侧。而早期形成的背斜则是油气富集的有利场所。青草湾背斜形成较晚，储集层又不发育，故无油气的富集。

酒泉西部盆地发育有良好的生、储、盖组合，有众多类型的圈闭，发现了丰富的油气资源。尤其近年来在变质岩、白垩系中均有新的突破，为老油区勘探提供了良好的范例。

五、柴达木盆地*

柴达木盆地位于青藏高原北部，周缘被阿尔金、祁连、昆仑山脉所环绕，面积达十二万平方公里，中、新生界沉积岩厚逾8000～15000余米。

关于盆地的基底，目前有两种不同的看法：一种意见认为是一个前震旦纪的中间地块(王鸿祯、李春昱等，1979)；另一种看法认为，由于柴达木北缘优地槽褶皱带的确定，以及祁漫塔格优地槽褶皱带东延进入柴达木盆地的事实，基本上否定了"地块"的存在。从而认为柴达木北半部是早海西期地槽褶皱基底。西段，茫崖一带为祁曼塔格晚海西期地槽褶皱基底；东段，达布逊湖和柴达木河地区为布尔汉达布中间隆起的前寒武纪褶皱基底（任纪舜等，1980）。根据盆地内地质、地球物理勘探资料分析，我们认为后一种意见比较符合实际。

古生代以来柴达木北缘的欧龙布鲁克，南缘的布尔汉布达可能是秦-昆古海洋中的岛链状隆起，其间发育了海西优地槽。海西早期柴达木北缘优地槽向北沿欧龙布鲁克岛弧隆起俯冲消减。使其以北地褶皱成山，并有大量的海西早期花岗岩分布。沿俯冲带亦见蛇绿岩带。海西晚期在布尔汉布达岛弧隆起以南出现新的地槽，该地槽在古生代末沿布尔汉布达山南麓深断裂向北俯冲于柴达木之下，使盆地内出现石炭纪—二叠纪海陆交互相沉积，从而盆地在这

* 本部分主要依据青海石油管理局资料编写。

一时期具有弧后盆地的特点。三叠纪时期，柴达木以南及其以东广大地区，均为海水淹没，而且从西秦岭有一分枝向西北延伸至柴达木之东北。这里形成了一个中生代初期的冒地槽。由于北特提斯洋壳向北移动，在三叠纪末期，地层发生褶皱。在南布尔汉布达至青海湖南岸，自东顺西秦岭经天水积石山产生了一条深断裂，印支期地槽沿这一带向北俯冲，形成大量混杂堆积。

印支运动后，由于洋壳插于柴达木盆地之下，使柴达木地壳发生区域性拱升，并向祁连山方向倾斜，导致侏罗—白垩系沿盆地北缘分布，形成许多具有张性构造特征的断陷，从而开始了柴达木中、新生代盆地发育阶段。

柴达木盆地形成于印支运动以后，距今约有1.95亿 的历史。从侏罗纪开始到第四纪，盆地经历了形成、发展和衰亡三个阶段。

断陷发育期(侏罗纪—始新世)：中三叠世晚期开始，延续到三叠纪末期的印支运动，明显地改变了青藏地区的古地理景观。从青海湖南直到玉树，包括可可西里、巴颜喀喇山的广大地区，是宏伟的印支地槽褶皱区。海水已退至三江及藏北。此时柴达木与扩大了的塔里木—中朝陆块以及扬子陆块联成一片大陆。在盆地边缘及内部至今还未发现落实的三叠系。这一点足以说明三叠纪盆地是一个遭受剥蚀的隆起区。印支运动以后，在盆地北缘南祁连山前及阿尔金断裂带以南的地带，出现了一系列互相分割的中生代断陷（图4-9-70）。在这些断陷中，充填了中、下侏罗统的河湖沼泽相含煤沉积，有的断陷还发育富含有机质的暗色泥岩。在冷湖、鱼卡一带，暗色泥岩厚达130～406米，上覆有砂岩成为储集层，已发现的冷湖三号和鱼卡油田是其代表。上侏罗统—白垩系为红色河湖相沉积，不具备生油条件。

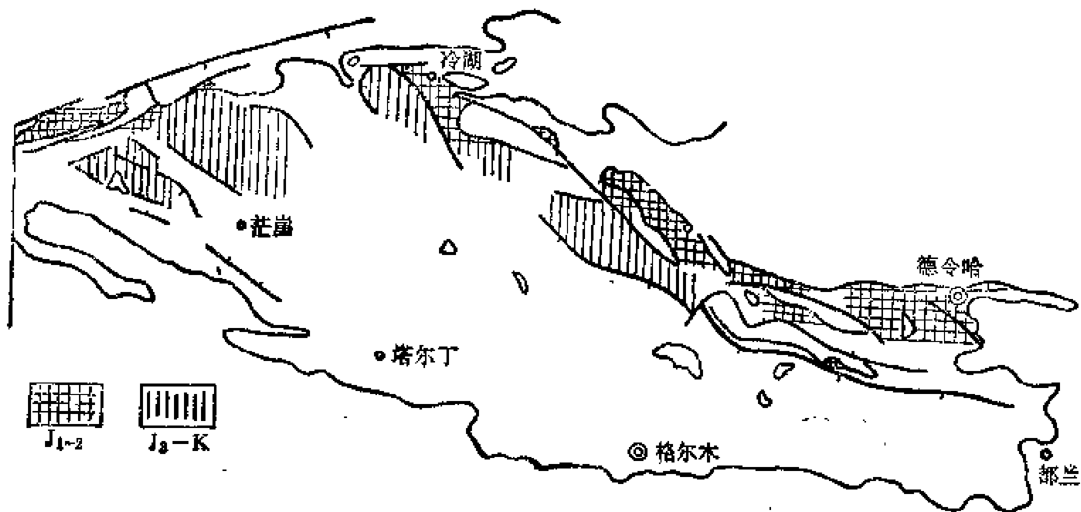


图4-9-70 柴达木盆地中生界分布图

中生代断裂是在张性应力环境中产生的，断层控制着沉积的分布和厚度的变化。断陷多呈长条状，延展方向一般作北西向、北东向，与邻近的断裂方向一致。此外，中生代岩浆活动也十分活跃。在西北缘的红山、清水河、红柳沟断陷的中-下侏罗统中常见有中小型花岗岩岩珠和岩脉。盆地南缘的秋吉、柯日煤矿，有侏罗系的火山岩喷发。

在中生代剥蚀的古地形上，连续沉积了古、始新世红色碎屑岩。沉积范围向南扩大，形成盆地北部超覆范围最大的一套地层，但仍受断层的控制。厚度由北向南为 0～1200 米，一般厚700～1000米。岩性分选差，砾、砂、泥混杂，不具生油条件，也缺乏孔隙性储集层。

拗陷发展期（渐新世—上新世）：从渐新世开始盆地内地壳运动形式发生显著的变化，由断陷转化为拗陷。由于始新世开始印度板块向中国大陆下面俯冲，这就是喜马拉雅运动第一幕，盆地由拱升转化为全面沉降。

渐新统与中新统为连续沉积。底部为河湖相红色碎屑岩，厚100～400米。在尕斯湖地区已发现高产油田。中部为暗色泥岩，包括渐新统中、上部和中新统下部，厚度达1000米，是盆地内生油指标最好的生油层系，形成了第三系主要的生油凹陷（图4-9-71）。上部岩性变粗，构成了粗-细-粗的完整旋回。

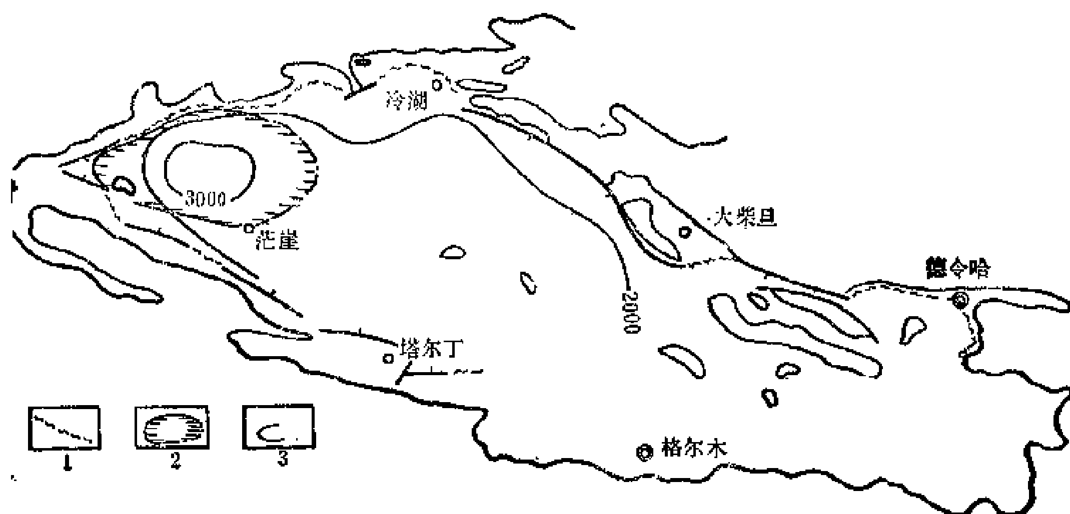


图4-9-71　柴达木盆地第三系渐新统—中新统分布和生油范围图
1—剥蚀零线；2—生油范围；3—等厚线（米）

这一套地层厚度一般为1500～3000米，在盆地西部边缘，超覆不整合于较老地层之上，在冷湖、马海地区及盆地内部与古、始新统假整合接触。在横向上厚度岩性变化比较稳定，断层比下部地层中显著减少。

印度大陆与中国板块在中新世晚期发生碰合，中新世中期产生了喜马拉雅运动第二幕。这次运动对盆地西部有明显的影响，但没有引起区域性的构造变迁，仅表现为局部地区露出水面，遭受剥蚀。这次运动以后，拗陷已由大幅度下沉转变为缓慢隆起与沉降相持阶段。拗陷中心明显向东迁移，至上新世中期（N_2^2）已迁至茫崖、一里坪一带（图4-9-72）。

上新世末，印度大陆与中国大陆急剧碰撞，使盆地周缘山系复活，南北挤压应力增强，柴达木盆地发生强烈褶皱。在盆地西部和盆地北部边缘，继承了早期构造形态，褶皱得到加强，隆起幅度高，翼部倾角陡。凹陷中心区，地层厚度大，多膏盐层，塑性强，形成梳状长轴背斜。东部由于基底硬度大，形变轻微，只形成低平的短轴背斜和穹窿构造。

褶皱上升期（更新世—现代）：第四纪盆地进入收缩分化、褶皱上升阶段。构造的新生作用增强，隆拗重新分布。盆地西部和北部强烈褶皱，大幅度上升，盆地东部急剧下沉，沉降中心迁移至三湖一带（台吉乃尔湖、达布逊湖）（图4-9-73）。这一地区第四系更新统地层厚2800米，沉积速度0.14毫米/年。拗陷中心形成一套灰、灰黑色的含腐殖质很高的泥质岩，厚度达1500米，是盆地东部第四系的生气层。晚更新世以来，湖盆收缩，水体咸化，统一的湖盆逐渐解体分化，现今三湖地区的残留小湖及盐湖沉积是拗陷结束的标志。

根据上述发育历史，可以认为柴达木是一大型的新生代碰撞山间盆地。中生代为断陷，

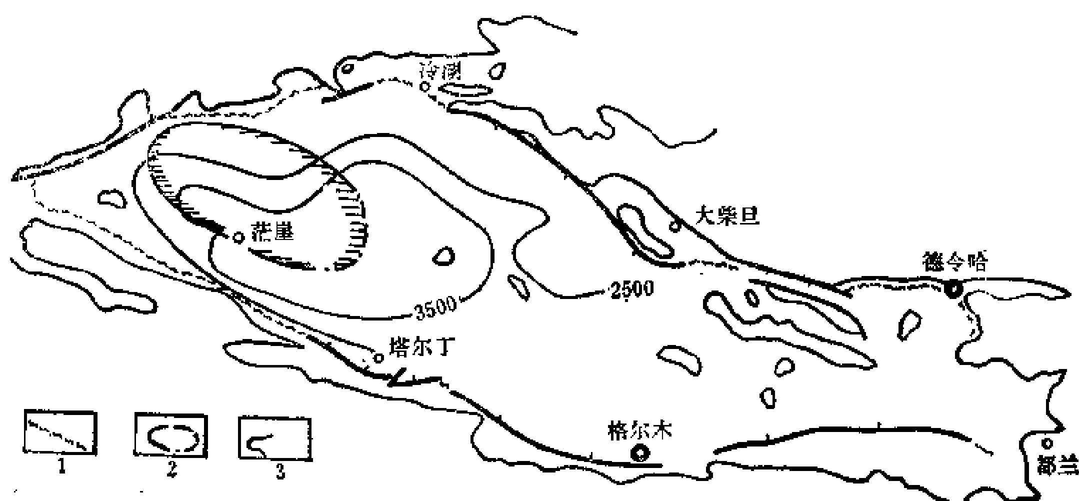


图4-9-72　柴达木盆地第三系上新统分布和生油凹陷范围图
1—剥蚀零线；2—生油范围；3—等厚线（米）

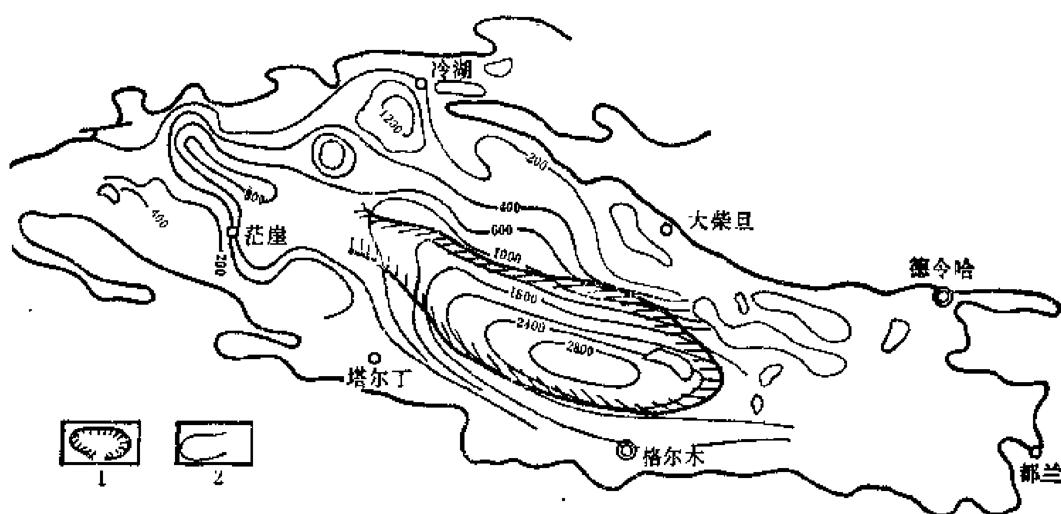


图4-9-73　柴达木盆地第四系分布和生气范围图
1—生气范围；2—等厚线（米）

古地形南高北低。侏罗系、白垩系沿祁连山南—阿尔金山前分布。古、始新世在此基础上填平补齐，在祁连山前、阿尔金山东段，沉积了一套厚度、岩性变化颇大的红色碎屑岩。渐新世开始，盆地由断陷转入坳陷，沉积了最大厚度近万余米的地层。覆盖于中生界及古、始新统至前中生界基岩之上。古地形由原来的南高北低，转变为北高南低。从渐新世开始到上新世末期，形成碰撞山间盆地，成为盆地内主要的生、储油岩发育时期。

从前已述及的发育阶段来看，柴达木盆地第三纪沉积坳陷是由北向南，自西而东逐渐迁移的，各坳陷形成早晚有别，但盆地第三系沉积纵向上却有明显的阶段性。归纳起来，一般可分为三大阶段。早期充填阶段以红色碎屑岩为特征，是孔隙性碎屑岩发育时期，中期稳定沉降阶段，以灰色生油岩为主；晚期充填蒸发阶段，以杂色沉积为主，并出现盐湖沼泽相沉积，生油性能差，其储集层主要是孔隙性碎屑岩和裂缝性灰、泥岩。

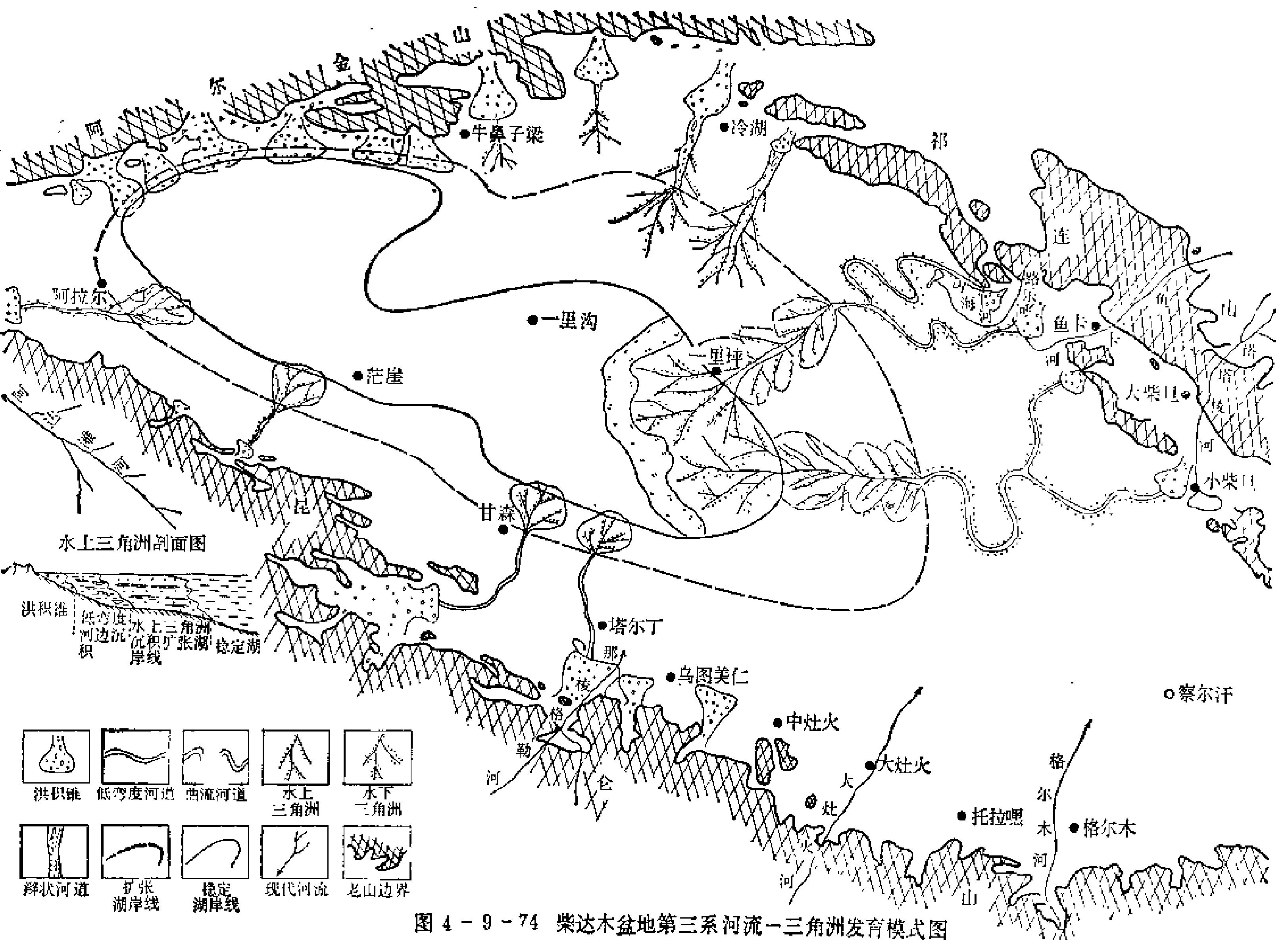


图 4－9－74　柴达木盆地第三系河流—三角洲发育模式图

从盆地不同时期沉积相研究结果分析，E_3^1、E_3^2、N_1^1、N_1^2等时期沉积相的平面变化，可以看出一个很鲜明的特点，即沉积体系的类型与盆地周边区域古地形密切相关。缓坡利于形成源远流长的曲流河道三角洲体系；陡坡利于形成水上洪积锥—水下洪积锥—湖相体系；中坡区利于形成低弯度河流—三角洲体系（昆仑山北坡）及洪积锥—辫状河流—滨湖砂滩沉积体系（图4-9-74）。

柴达木盆地第三系是发育良好的生、储油层系。根据其配置关系，可以分为三种组合类型：旋回式组合，以尕斯地区为代表，下干柴沟组上段（E_3^2）—上干柴沟组下段（N_1^1）为主要生油层，而主要储集层为时代较老的下干柴沟组（E_3^1）红色砂岩体，次要储集层为上覆的上干柴沟组上段（N_1^2）—下油砂山组（N_2^1）河道砂岩体、三角洲砂岩体及滨湖砂滩砂岩体。侧变式组合，E_3^2—N_1地层中这类组合最为重要。这一时期稳定湖相沉积为生油层，在向岸方向，与同时代三角洲砂岩体呈指状交叉，或与水下洪积锥相接。这类组合在一里坪凹陷、昆仑山北缘、阿尔金山山前已见到实例。自生自储组合，这种类型主要分布在茫崖坳陷中部，各层位一直处于湖区范围内，河流及湖盆涨缩，对这些地区影响较小，砂层不发育，主要为暗色生油层，储集空间为生油层系中的构造裂缝及溶洞。值得提到的是冷湖三号和鱼卡油田，都是侏罗系中自生、自储的实例。

根据柴达木盆地地质构造演化历史及其构造展布规律，可将盆地划分如下构造单元（图4-9-75）。

茫崖坳陷：是渐新世—上新世沉积为主体的沉降区，共发育有四套生油层（E_3^2、N_1、N_2^1、N_2^2）。本区构造圈闭特别发育，按其成因有同沉积的披盖构造圈闭、断褶式背斜构造圈闭、隆褶式背斜构造圈闭，以及断鼻、表层褶皱式背斜构造等类型，从而该区成为油气勘探的重要场所。

北缘块断带：第三系自下而上皆为红色或棕灰色地层，不利于生油。冷湖三号、鱼卡等油田，是侏罗系自生、自储的断块油气田，油源来自侏罗系生油层。此构造带是勘探中生界油气田的重要地区。

三湖新坳陷：本区晚第三纪晚期和第四纪开始沉降，坳陷面积大，沉积岩厚度亦大，岩性以暗色泥质岩为主，圈闭多以基岩隆起的披盖构造为主，主要是第四系甲烷气田形成区，目前已发现四个气田。

柴达木盆地内已发现油气田共十八个。这些油田（藏），由于所处的地质-地理位置不同，含油层位、成油组合、油气藏性质和规模等都有差异。这些油气田（藏）类型繁多，有背斜油气田、不整合遮挡油气田、地层油气田、断块油气田、裂缝油气田、岩性油气田等。各类型油气田（藏）的分布依附于不同的构造背景与储油空间。背斜油气田出现在继承构造区；断块油气田、地层油气田出现在多断裂、多不整合、上下构造叠合区；古隆起的围斜部位或盆地边缘出现岩性油气田。但是这些油气田（藏）严格的受生油凹陷的控制。北部为中生代断陷，新生代抬升，形成中生界油气田分布区。茫崖坳陷是第三纪沉积区，发现多套第三系生油层系，第三系油气田多分布于此坳陷内。三湖坳陷是第四纪坳陷区，主要分布第四系甲烷气田（图4-9-76）。

总之，柴达木盆地油气资源丰富，已发现第三系高产油气田，特别是圈闭类型繁多，储集岩发育，有着极为有利的勘探前景。

六、伦坡拉盆地*

---

* 据地质矿产部西藏地质局第四地质大队资料编写。

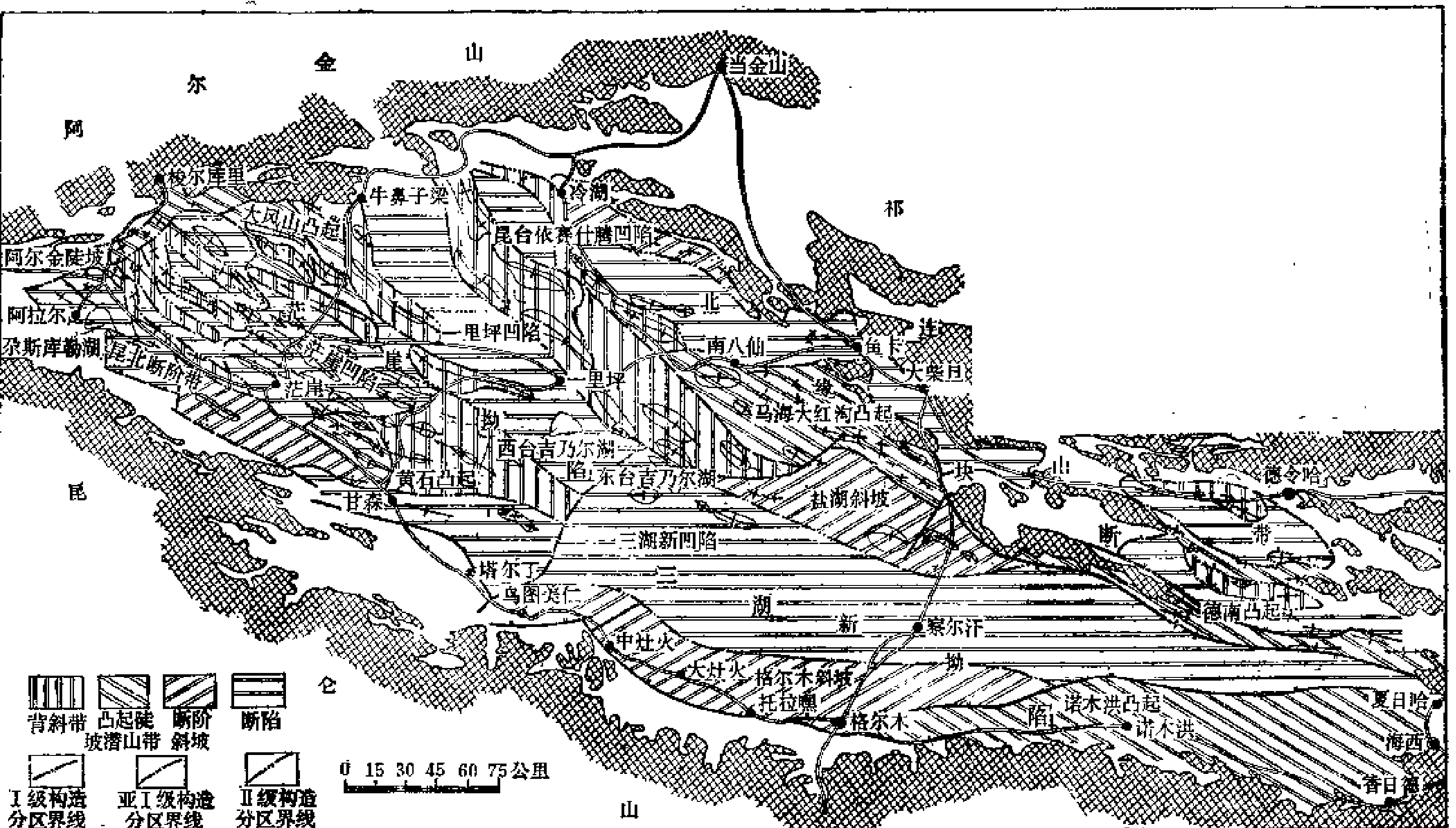


图4-9-75　柴达木盆地构造单元划分图

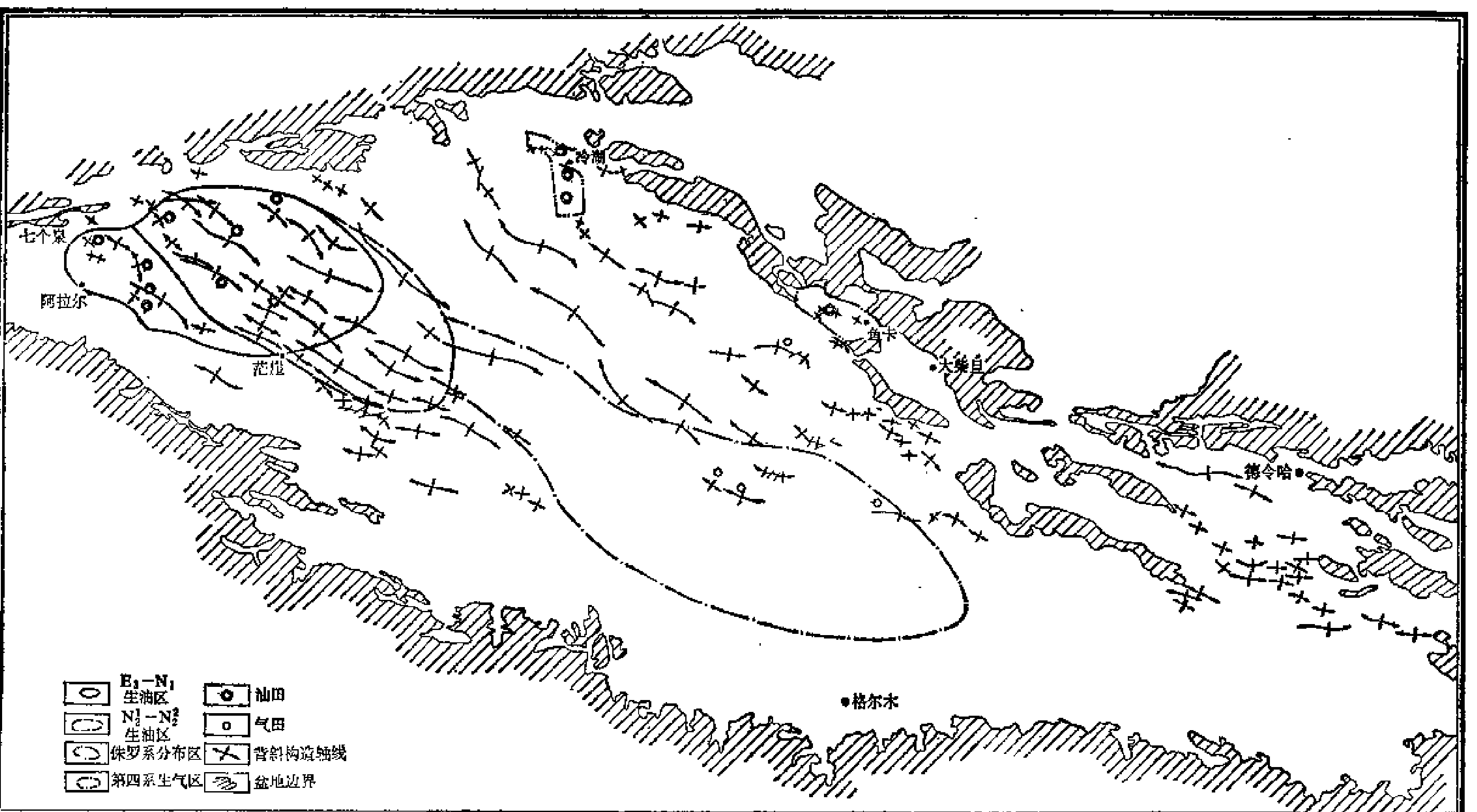
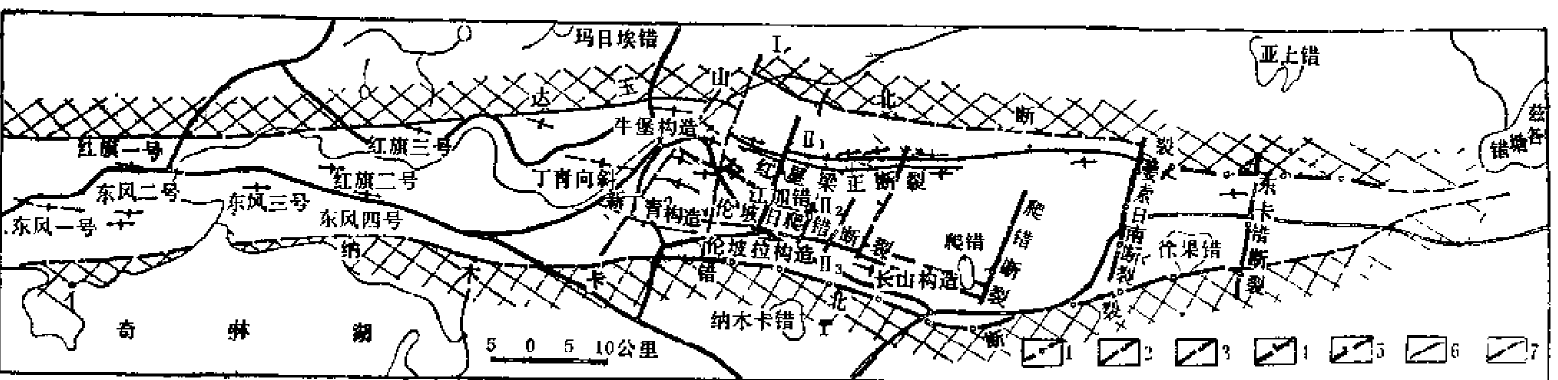


图4-9-76 柴达木盆地生油气层与油气田分布图



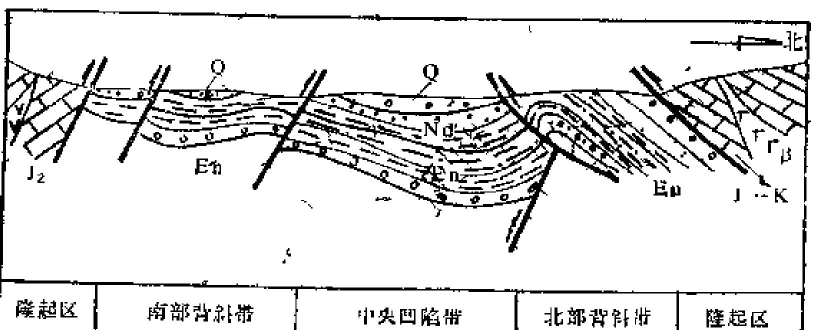


图4-9-77 伦坡拉盆地构造单元划分及横剖面图

1—航磁推测断层；2—重力推测断层；3—地震推测性质不明的断层；4—地震推测正断层；5—地震推测逆断层；6—性质不明的断层；7—推测断层

Ⅰ—边缘隆起带；Ⅱ₁—北部背斜构造带；Ⅱ₂—中央凹陷带；Ⅱ₃—南部背斜构造带

伦坡拉盆地位于那曲燕山地槽褶皱带北部班公湖—怒江深断裂带内，东西长约200公里，南北宽约20公里，面积约4000平方公里。

那曲地槽在燕山早期向北俯冲消减，班公湖—怒江深断裂带就是这一时期的俯冲带，该带有蛇绿岩套及混杂堆积分布。

白垩纪末期开始，印度大陆及其北部边缘地槽带已向北移动。到新生代初，印度大陆与中国板块碰撞，形成雅鲁藏布江缝合带，从面结束了特提斯洋的发育历史。由于这一碰合，使得北部古俯冲带（深断裂带）复活，产生断陷，形成碰撞山间盆地。伦坡拉就是在这种背景下开始新生代沉积盆地的发育。

盆地内第三系主要为一套滨湖—浅湖相及河流相碎屑岩、粘土岩沉积，在盆地边缘不整合于白垩系或侏罗系之上，总厚度约达4000米。

始新统：下部为一套棕红色砾岩、砂砾岩、砂岩，局部夹灰绿色、棕红色泥岩，属充填性沉积，厚700余米。上部为灰、灰绿色泥岩与页岩的互层，夹棕红色泥岩、砂岩及砂砾岩。在钻井中见晶屑凝灰岩夹层。并见油砂及油浸凝灰岩，泥岩裂隙中有时见原油及沥青脉，厚1011米，为盆地中第一套生油层。

始新统—渐新统：下部和上部为棕红色、灰绿色砂岩，泥岩及泥灰岩互层，中部为厚约200米的泥岩。钻井中见有油浸砂岩，厚1056米。

中新统：下部为灰色、灰绿色泥页岩夹灰色泥灰岩、油页岩及粉细砂岩，厚176～356米。上部主要为灰色泥岩、油页岩及薄层粉砂岩，局部夹鲕状细砂岩、凝灰岩。该段在盆地南部构造上油气显示丰富，多为油浸砂岩及裂隙沥青，厚120～280米，为盆地内重要的生油层系。

上新统：灰色、灰绿色泥岩夹页岩、泥灰岩，浅黄色粉砂岩、凝灰岩，下部夹棕红色泥岩，厚220～520米。

从上简述中可以看出盆地内生、储、盖组合发育完整，具有良好的成油条件。

伦坡拉盆地具有北深南浅不对称的特点，自北面南可划分为北部推覆构造带、中央凹陷带、南部单斜带（图4-9-77）。其中又都发育一些局部构造，这些局部构造虽然圈闭面积小，一般3～5平方公里，但闭合度大，尤其北部推覆带有逆断层遮挡，为油气的聚集和保存提供了良好的条件。红星梁地区1976年首次获得油流。盆地中部生、储、盖组合发育齐全，保存较好，是西藏含油远景最好的地区。

第十章　中国油气田分布规律

新中国成立三十多年来，在油气资源勘探上取得了很大的成绩。石油及天然气储量和产量不断增长，同时在石油地质理论研究等方面也获得了丰硕的成果。

六十年代，新兴崛起的板块构造理论出现后，许多石油地质学家应用这一新理论来总结世界大油气田的分布规律，研究大油气田形成的地质条件，以及含油气盆地的演化、成因机制等方面，均取得了长足的进展。

据国外统计研究资料，世界上目前有大型油田（可采储量6800万吨以上）二百六十八个，总储量1080亿吨；大型气田（可采储量850亿立方米以上）一百六十个，总储量相当原油470亿吨。两者仅占世界油气田总数的百分之一，但其总储量却占世界可采储量的70～75%（D·A，霍姆格伦，1975）。

从上述大油气田储量统计中，如果按储集层时代来划分，第三系占24%，中生界占62%。为什么会出现这种情况呢，其原因可能是，中生代以来正处于联合大陆的解体时期，板块运动非常活跃，板块不断增生和消亡，势必影响地壳表层热流的区域变化，如果从较长时期着眼，也可以说必然要影响地热史的变化。这种地热变化史，对油气生成有着重要的控制作用。另外，由于板块的不断增生和消亡，中、新生代地壳运动相当频繁，层系之间不整合非常发育。一方面储集层直接覆于侵蚀面之上，烃类可以从下部生油岩向上运移，或基本上是同时代生油母岩中生成的烃类沿不整合面侧向运移；另一方面，盖层覆于遭受侵蚀的或变形的储集层之上，它本身可以是生油层，也可以是非生油层。因此有人曾经指出，世界上大油气田多半是与不整合面有关。可想而知，板块构造与油气聚集也有着密切的关系。

通过分析大油气田分布与板块构造的关系，可知世界上占已知油气储量70～75%的大油气田，差不多均分布在不同地质时代的大陆边缘所形成的沉积盆地中。因为，大陆边缘往往保存有较厚的沉积物，有较高的地热流；同时由于板块边缘的相对运动，形成了背斜为主要类型的圈闭，据统计这种圈闭占世界储量的89%。所以，大陆边缘往往具有良好的油气生成和聚集条件。

总之，含油气盆地中有机质的堆集与分布、地球化学特点、地温和地热流的变化、有机物质的转化、油气运移的驱动力、储集空间的形成与改造、各种圈闭类型的形成与分布等等，无一不受区域构造的控制，也就是说与板块构造的不断增生和消亡有关。

由上所述，板块构造理论的形成与大陆边缘油气勘探息息相关。因为它与油气田形成的各种地质控制因素（生油层、储集层、盖层、圈闭类型等）和物理因素（地热）构成了有机的联系。因而运用板块理论来总结油气田的形成和分布规律，预测含油气盆地远景，具有重要的理论和实践意义。

中国目前已发现的油气田有两百多个，这些油气田一般具有以下特点：

第一、中国油气田具有多套含油层系。大庆油田有上、中、下三套含油组合，已证实下白垩统有六个含油层组。渤海湾盆地一些凹陷中的油气田，获得工业性油气流的含油层系共有十八个，其中九个层系分布在第三系内；另外九个层系分布在第三系底部不整合面以下的中生界、古生界、中-上元古界、前震旦系地层内。酒泉盆地老君庙油气聚集带内除第

三系“K”、“L”、“M”油层组外，在白垩系砂岩及志留系变质岩中也发现了高产油气层。克拉玛依油田则有二叠系乌尔禾群、三叠系克拉玛依群、侏罗系含油层以及石炭系变质岩油层。四川盆地三叠系由灰岩-生物、粒屑灰岩-白云岩-石膏、岩盐等组成三个沉积旋回，形成多套含气层系。在同一气田范围内往往还有二叠系阳新统、石炭系含气层，个别构造内还发现震旦系含气层。

第二、中国油气田具有多种多样的储集类型。渤海湾盆地油气田内常有古生界、中-上元古界海相碳酸盐岩风化储集体，它以孔隙、溶蚀缝洞为储集空间；中、新生界砂岩、火山岩、生物粒屑灰岩也是良好的储集层。大庆油田虽然是砂岩储集层，但它是由河道砂、三角洲前缘砂、三角洲间席状砂、浊积砂等不同成因的砂体组成，这些砂体在储集空间和渗滤性能方面都有差异，油水运动特征也各不相同。四川、鄂西海相碳酸盐岩储集空间具有多种类型，孔隙和溶洞是主要的储集空间，而裂隙是主要的渗滤通道，只有三者相互配合，才能形成工业性油气田。克拉玛依油田三叠系是砂砾岩储集层，二叠系乌尔禾群亦为砂砾岩，但胶结致密，只有在裂隙发育的情况下才能形成产能。

第三、中国油气田是由多种油气藏组合而成的。大庆油田是受长垣控制的背斜型油田，由于有多种成因砂体叠合，常常又受岩性因素的控制。渤海湾盆地组成油田的油藏类型更为繁多，如大港油田则由多种油气藏所组成（图4-10-1）。

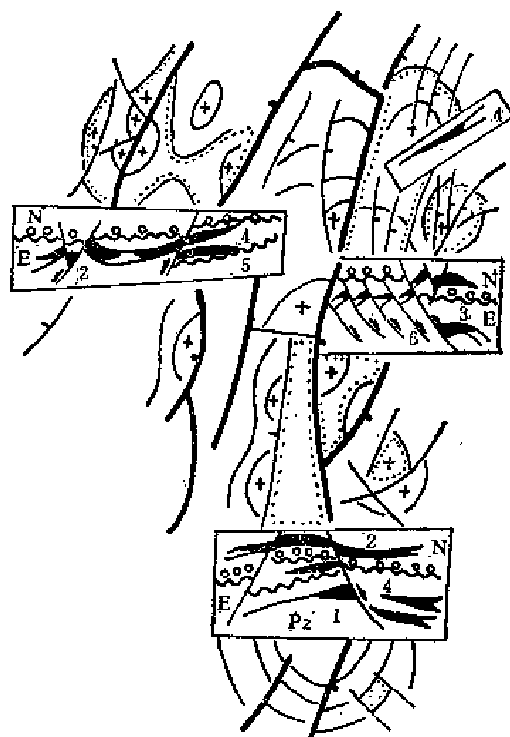


图4-10-1　大港油田综合图（据大港油田）
油气藏类型：1—潜山油藏；2—背斜油藏；3—滚动背斜油藏；4—砂岩尖灭油藏；5—不整合油藏；6—岩块油藏

四川盆地二叠系、三叠系碳酸盐岩气田，多为背斜型气田。但在一个气田内，各含气层系在储集层结构、储集空间、缝洞发育程度，以及流体性质等方面却别具一格，往往独立形成一个气藏，各自具有不同的气水界面和压力系统。有的地区背斜气田内不但有孔隙、溶洞、裂缝性渗滤系统的气藏，而且又有生物礁块气藏。著名的老君庙油田是背斜、断层遮挡、岩性油气藏所组成。克拉玛依油田是以单斜为背景，其中包括断层遮挡、沥青遮挡、岩性、裂缝等类油气藏。总之，中国油气田是复杂的，常常是由多种类型油气藏组合而成的。

第四、油气田的分布极不均衡。自然界任何事物的发展都是不平衡的，而平衡是相对的、暂时的。石油和天然气同自然界其它事物一样，由于不同时代的地层中，其油气生成、运移和聚集条件不同，致使油气分布极不均衡。

中国油气田在时间上的分布，首先是比较普遍的，最老的油气产自中-晚元古代，最新的甲烷气产自第四纪，差不多各时代都有油气田分布；其次，中国油气田主要集中分布于中、新生代（图4-10-2）。

上述统计，虽然只是中国现有油气田的资料，但基本反映了我国油气产出层位的分布特点。这种分布并不反映油气的富集程度。例如白垩纪油田仅有十三个，占油气田总数的6％，

但其石油储量却占全国总储量的一半。根据石油储量的统计，新生代占29.33%，白垩纪占47.92%，侏罗、三叠纪占5.7%，二叠-三叠纪占7.7%，早古生代占1.03%，中-晚元古代占9.29%。中、新生代储量占总储量的82%，其中白垩纪最为富集（图4-10-3）。

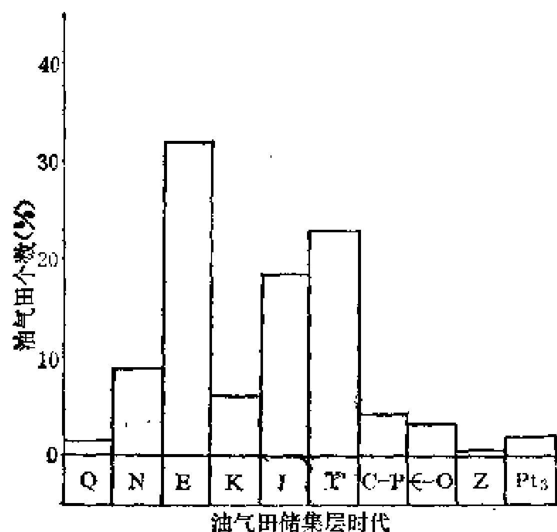


图4-10-2 油气田在时间上的分布图

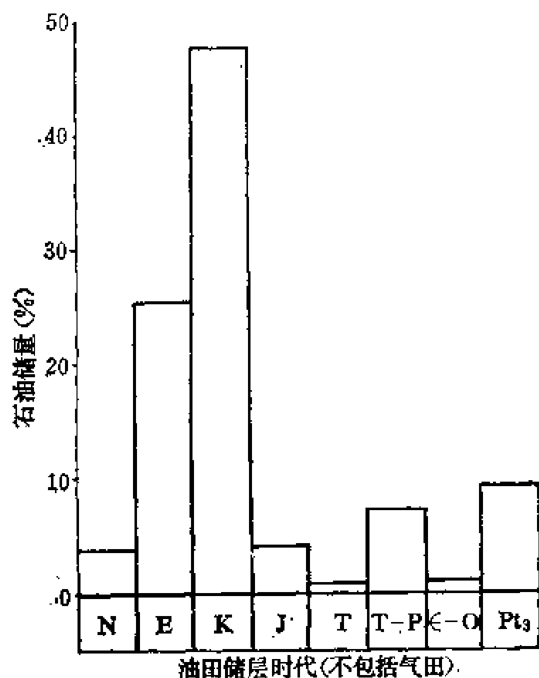


图4-10-3 各时代油田储量分布图（不包括气田）

对一个多油层的油田而言，石油储量分布也不均衡，一般都集中在某一组合之内。大庆油田储量集中在姚家组和嫩江组下部；克拉玛依油田储量集中在三叠系克拉玛依群；柴达木尕斯库勒油田储量集中在渐新统；胜坨油田储量集中在下第三系沙河街组二段；平方王油田主要储量集中在沙四段内。

从储集层类型来看，中国油气田储集层类型主要是砂岩，占总油气田数的70%以上，碳酸盐岩占28.7%，其它还有少量的泥岩、变质岩、火山岩等储集层（图4-10-4）。

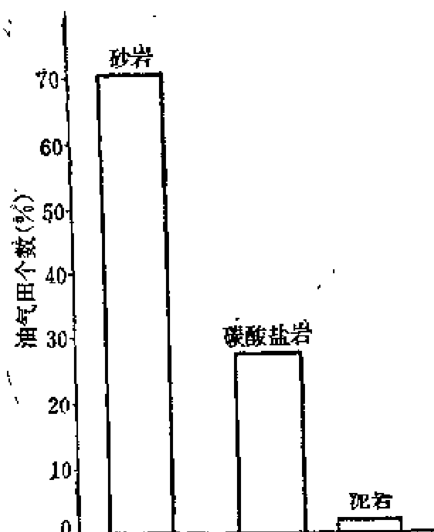


图4-10-4 油气田储集层类型分布图

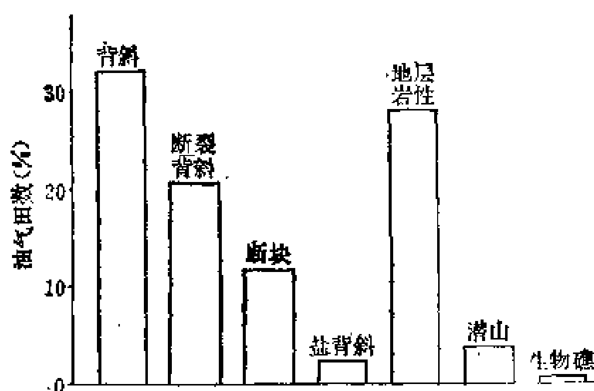


图4-10-5 油气田主要圈闭类型分布图

从圈闭类型来看，中国油气田的圈闭类型按构造和地层两大类统计，背斜、断裂背斜、底辟背斜、断块等油气藏占总油气藏数的65％以上；属地层、岩性、古地貌（潜山）、生物礁等圈闭类型的油气藏仅占35％。从现有资料来看，反映了我国油气藏是以构造圈闭为主，油气储量几乎都集中在构造圈闭的油气藏中。当然，随着勘探工作的深入，非构造圈闭类型的比重将会有所增加（图4-10-5）。

总之，上述不同方面均反映了我国油气分布的不均衡性。虽然，有的地区勘探程度不同，目前已知油气田的分布状态，在一定程度上可能受到歪曲，但油气分布的不均衡性是客观存在的。

综合中国油气田分布的特点，其规律性是极为明显的。主要控制因素探讨于下。

一、地球动力学环境的差别控制了不同成因类型含油气盆地的形成

如第一篇所述，中国板块构造的演化历史表明，在不同地质时期，各构造单元所处的地球动力学环境往往具有显著区别，从而导致中国含油气盆地的形成明显地可分为两大阶段：

1.中-晚元古代至古生代阶段：由于中国板块北部是中亚蒙古洋，南部是古特提斯洋，造成中朝、塔里木和扬子陆块皆处于洋盆包围、岛群相隔的陆表海状态，部分为陆缘海。这是我国海相含油气盆地发育的主要时期。

中-晚元古代时，在塔里木和中朝陆块上，中-上元古界沉积巨厚，分布广泛，以碎屑岩、粘土岩和硅镁质碳酸盐岩为主，沉积类型和厚度变化较大，含丰富的叠层石、微古植物、藻类及后生动物化石，成为我国地史上第一个有机质沉积时期，已在华北燕山断褶带发现重要的原生油苗。扬子陆块上，震旦系拥有黑色泥岩、页岩和富藻白云岩，三峡地区见油苗，四川威远发现气田，这是扬子陆块上重要的成油气时期之一。

古生代时期，在塔里木、中朝和扬子陆块上，均以稳定型海相沉积为主。中朝和塔里木陆块晚古生代渐变为海陆交替相，扬子陆块上海相沉积一直延续到中三叠世。在陆块边缘出现过渡型及活动型沉积。陆表海盆沉积范围广、厚度大，发现富含有机质的泥灰岩、石灰岩及泥岩等生油层系，具备闭塞或半闭塞的浅海大陆架潮下带、泻湖、海湾等有利于生油的环境。目前，在古生代海相地层中，已发现大量油气显示。例如四川省矿山梁下寒武统沥青脉、天景山上寒武统油砂岩，贵州省开阳寒武系天然气；华北奥陶系原生油苗；黔南东部的志留系麻江古油藏，据地质矿产部第八石油普查大队韩世庆等估算，这个已经破坏了的古油藏原始石油储量为14.8亿吨①；南京地区石炭-二叠系石灰岩晶洞油苗，塔里木柯坪一带上石炭统及下二叠统中晶洞原油、晶洞沥青、裂缝沥青、化石壳内原油沥青等，尤以普昌断裂带最为集中，约有十六处，三百五十多个显示点，以及四川省石炭-二叠系的工业性气田等。上述资料充分说明中朝、塔里木、扬子陆块上的古生代陆表海盆拥有丰富的生油母质和良好的成油环境，为我国重要的海相含油气盆地形成时期（图4-10-6）。但是这类陆表海或陆缘海盆研究程度较差，关于它的油气藏形成和保存条件尚待深入研究。

2.中、新生代阶段：中生代以后的地球动力学环境导致中国区域地质构造和石油地质特点有明显的三分性，由于古特提斯洋对中国板块的俯冲，以及洋壳消亡，最后导致印度板块与中国板块碰撞，使中国西部长期遭受挤压，成为聚敛型大陆边缘活动带；东部由于库拉—太平洋板块向西俯冲，边缘海开放，扩张作用明显，成为扩张型大陆边缘活动带；介于东、西两部分之间的区域属过渡区，是受太平洋板块、印度板块活动影响较小的地带。在上述西

① 韩世庆等，“从麻江古油藏的形成与破坏展望贵州及邻区下古生界油气前景，”《贵州石油地质》1981年，第2期。

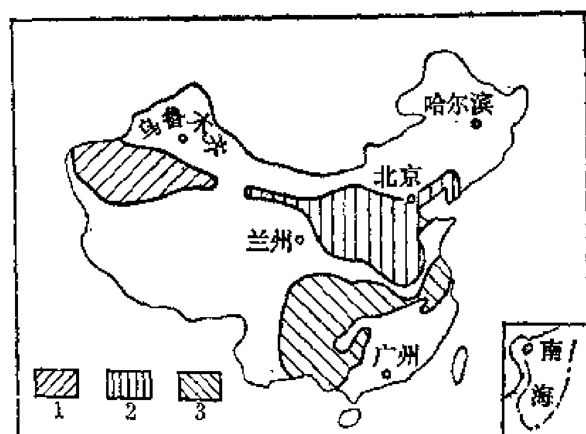


图4-10-6 中国中-晚元古代-古生代海相稳定型沉积分布略图
1—中-上元古界-二叠系；2—中-上元古界-石炭系；3—震旦系-中三叠统

部、中部、东部三个含油气大区内，含油盆地的成因类型显著不同。

西部含油气大区的沉积盆地以造山型为主，碰撞山前、山间盆地发育，中、新生代陆相沉积盆地发育时间较长。例如准噶尔盆地的形成始自海西晚期，印支期、燕山期、早喜马拉雅期继承发育．于晚喜马拉雅期结束（图4-10-7）。塔里木盆地于晚二叠世出现雏型，印支期和燕山期为断陷，至早喜马拉雅期才形成统一的沉积盆地。柴达木盆地形成于中燕山期，喜马拉雅期继承发育。伦坡拉盆地形成于早喜马拉雅期，晚期继承发育。由上可见西部盆地的成盆期有由北向南依次变新的规律。

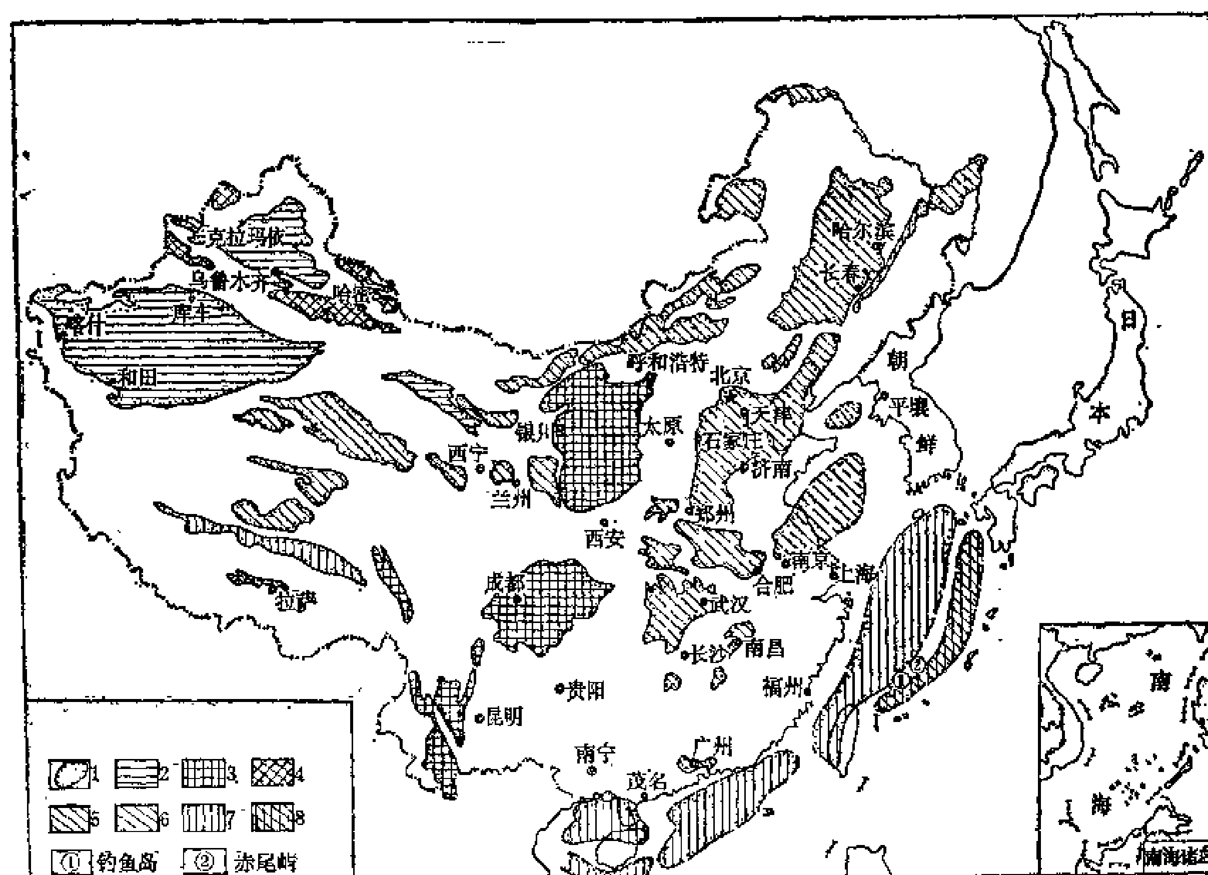


图4-10-7 中国主要沉积盆地分布图
1—沉积盆地；2—晚海西期—喜马拉雅期；3—印支期—燕山期；4—印支期—喜马拉雅期；5—中燕山期—喜马拉雅期；6—晚燕山期—喜马拉雅期；7—早喜马拉雅期—晚喜马拉雅期；8—晚喜马拉雅期

东部含油气大区的沉积盆地以裂谷型盆地为主，中、新生代陆相沉积盆地形成时期较晚。如松辽、二连盆地形成于中燕山期，喜马拉雅期结束盆地发育；渤海湾、江汉、南襄、北黄海、苏北—南黄海等盆地形成于晚燕山期—早喜马拉雅期，晚喜马拉雅期结束盆地发

育；东海西部、珠江口、北部湾、莺歌海等盆地形成于早喜马拉雅期，结束于晚喜马拉雅期；而东海东部盆地及西沙海槽等盆地形成于晚喜马拉雅期，至今仍在继续发展之中。可见，东部沉积盆地成盆期晚，结束也较晚，具有自西而东（或东南）由老变新的规律。

中部含油气大区的沉积盆地多为克拉通型，形成于印支期，早燕山期继承发育，晚燕山期基本结束了盆地的发育，如鄂尔多斯、四川、楚雄等盆地。

综上可知，中国中、新生代陆相含油气盆地的发育时期不同：东部成盆期较晚，结束也较晚；中部盆地形成较早，结束也较早；西部盆地形成早，结束晚，发育期较长。盆地的发育均有多旋回性，与多旋回的板块运动密切相关。

二、盆地的成因类型控制了沉积建造序列及生、储、盖组合

不同成因类型的沉积盆地所经历的发育阶段、时间长短和地质特征往往区别甚大，这就决定了各种成因类型盆地中沉积建造序列及生、储、盖组合的发育情况会有明显的差别。

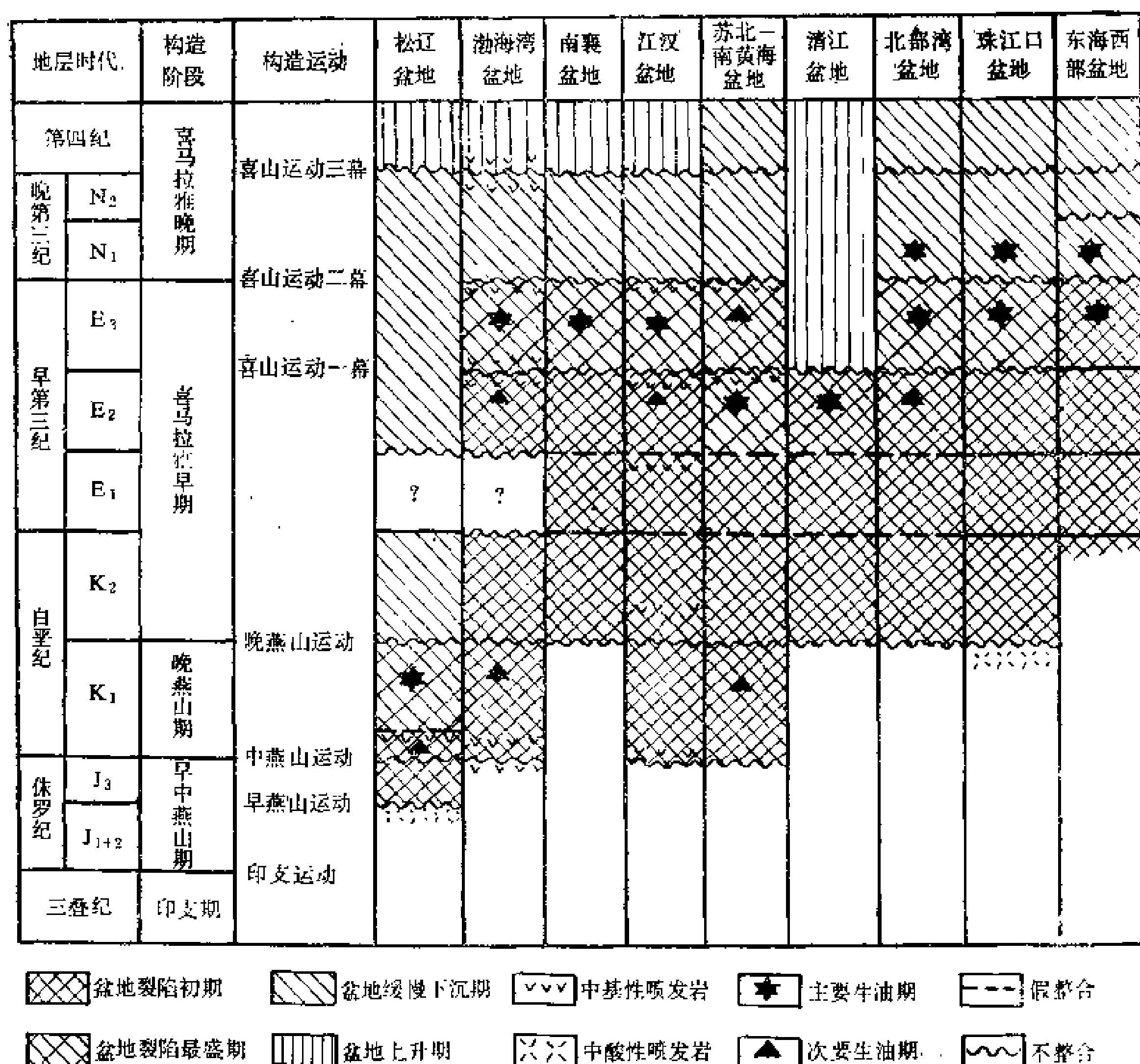
东部裂谷型盆地裂陷时期长。在盆地裂陷初期，地形切割较剧，伴有火山活动，出现山麓冲积相粗碎屑岩建造及火山岩建造；裂陷极盛期，气候湿润，雨量充沛，湖盆水体扩大加深，形成了有利于生油、储油的深湖相砂泥岩建造，而在某些气候干旱的地方，则会出现湖相蒸发岩建造；至盆地发育后期，地形基本夷平，呈现平原地貌，造成冲积平原建造或沼泽平原建造。例如松辽盆地三个阶段完整，侏罗-白垩纪为裂陷初期，火山岩建造和粗碎屑充填式沉积发育；早白垩世（泉头～嫩江组）为裂陷极盛期，水域扩大，以深湖相砂泥岩建造和三角洲-浊流相碎屑岩建造为主，发育巨厚黑色泥岩生油层和大砂岩体储集层；后期晚白垩世一第三纪为缓慢下沉收缩期，沉积变粗，出现平原河流相红色粗碎屑岩建造。渤海湾盆地则是另一面貌，裂陷早期，沉积了粗碎屑岩及湖相砂泥岩、湖相蒸发岩建造及火山岩建造。裂陷极盛期堆积了巨厚的近海湖相砂泥岩建造和浊流水下扇碎屑岩建造，生、储油条件良好；后期裂陷短暂，处于缓慢沉降收缩期，出现广泛分布的冲积平原建造。

前已述及，东部中、新生代含油气盆地成盆期较晚，结束也晚，因而发育了晚燕山期以来的三套生油层系，组成下白垩统、下第三系和上第三系三大套生、储、盖组合，为若干大油田的形成奠定了雄厚的物质基础。现将东部主要沉积盆地的发育阶段和生油期对比列入表4-10-1。其下尚伏有上古生界海陆交替相含煤建造和下古生界和中-上元古界海相碳酸盐岩也具备生、储油条件，可形成“自生自储”式生、储、盖组合，此外，当它们通过区域不整合或大断层与下第三系生油层接触时，还可构成“新生古储”式生、储、盖组合，为潜山油藏的形成创造了有利条件。

中部克拉通型盆地是在大型海相稳定陆块上发育起来的，以坳陷期为主，缺少早期断陷阶段。古生代时期海相沉积发育，以碳酸盐岩建造和砂泥岩建造为主，可能主要发育“自生自储”式生、储、盖组合。印支期开始坳陷，燕山期继承发育，早喜马拉雅期结束。四川盆地发育三叠系海相碳酸盐岩建造、侏罗系深湖相碳酸盐岩建造和碎屑岩建造；鄂尔多斯盆地三叠系和侏罗系均为湖相及河流相砂泥岩建造。因此，在中部的含油气盆地中，形成了古生界和三叠系、侏罗系若干套生、储、盖组合。

西部造山型盆地发育时间长，从晚海西期延续至喜马拉雅期，活动性大，随着造山带发育，盆地也经历了挤压拱升一断陷一坳陷一上升等阶段。由于造山带上升时期长、上升幅度大，在山麓发育磨拉石建造；只是在山前或山间坳陷阶段，发育了巨厚的湖相砂泥岩建造或湖相蒸发岩建造，在塔里木盆地西南坳陷内还有海湾泻湖沉积。在西部地区，出现了上二叠统、三叠系、侏罗系、白垩系、下第三系、上第三系及第四系等生油气层系，组成了七大套

表4-10-1　　　　　　　中国东部主要沉积盆地发育史对比表



生、储、盖组合，在各盆地的分布有由北向南变新的趋势。例如，准噶尔盆地有上二叠统、三叠系、侏罗系及下第三系，而至柴达木盆地则变为侏罗系、下第三系、上第三系及第四系。

由上可知，正是因为我国东、中、西部沉积盆地的成因类型不同，其中发育的沉积建造序列和生、储、盖组合才具有各自的特征。

三、不同成因的含油气盆地，控制了不同的构造类型，油气藏的特征也各有差异

中国板块由于受不同的地球动力学环境的影响，形成了不同成因的含油气盆地，构造的成因类型及油气田的特征也各具特色。

东部含油气大区，在扩张作用的背景下，块断裂陷强烈，形成裂谷型盆地。这类盆地的形成与拉伸作用、地壳减薄、热力构造作用有关。主要特点是正断层发育，多凹多凸，盖层发育常受基岩构造的控制。其圈闭类型主要为披盖背斜、断块、滚动背斜、潜山、地层-岩性等类型。局部地区还发育与底辟作用有关的盐背斜。因此，油气田类型是繁多的。但这些油气田都多被断层所切割，油、气、水分布十分复杂，具有多压力系统、多流体性质、多驱动类型的特点。

西部含油气大区，长期处于聚敛作用之中，地壳不均一的加厚，使岩石圈发生挠曲，或因重力均衡调整作用，形成造山型盆地。这类盆地沉积盖层的发育与基岩构造关系不甚密切，表层挤压褶皱强烈，背斜构造发育，构造线性排列明显，并常伴生逆冲断层。在应力减弱的斜坡区表现为简单的逆冲挠曲或断块。因而西部地区背斜油气田占主导地位。这类盆地基岩多呈不对称状，在区域性单斜上也出现地层-岩性油气田。但这类油气田也常被逆冲断层所复杂化。西部地区背斜油气田的油、气、水除受背斜控制外，断裂对它也有一定的影响。这类背斜油气田一般含油面积较小，但油藏高度大，油田流体性质、压力系统、油、气、水边界比较统一。

中部含油气大区处于稳定区与西部活动区过渡带上，盆地边缘受活动带影响较大，盆地中部稳定，褶皱断裂活动都比较微弱。因此边缘形成挤压背斜，中部则发育地层-岩性圈闭。背斜油气田分布在盆地边缘，盆地中部则以地层-岩性油气田为主。这些油气田都具有多层系、多压力系统的特点。油气藏类型相对简单。

四、我国陆相沉积盆地发育特征有利于生成大量石油和天然气

我国陆相沉积盆地发育时期长、沉积岩体积大、地温梯度较高、古气候古地理条件适宜、砂-泥岩略等厚互层的旋回式组合发育，有利于有机物的繁殖、堆积、保存，并向石油和天然气转化，这是中国陆相沉积生油气条件优越的显著特征。

我国陆相沉积分布广泛，在陆地部分共有236个中、新生代陆相湖盆（面积小于200平方公里者未计），其中沉积岩总面积约349万平方公里、总体积约868万立方公里。面积超过10万平方公里的大型盆地9个，1～10万平方公里的中型盆地39个。在海域部分拥有水深小于200米的大陆架面积约130万平方公里，中、新生代沉积岩总面积121万平方公里、总体积270万立方公里。面积大于10万和1～10万平方公里的大、中型沉积盆地各5个。我国陆相盆地的勘探实践证明：有的盆地面积虽小，但是沉降速度和沉积速度较大，导至沉积岩体积较大，成为石油资源较丰富的“小面肥”盆地，例如河南省的泌阳、东濮等凹陷。所以，从油气生成角度来看，沉积盆地面积大固然好，但关键还在沉积岩体积的大小及其发育特征。

表4-10-2　**中国主要陆相盆地沉积岩发育特征**

盆地名称	面积（万平方公里）	发育时间（亿年）	最大厚度（米）	体积（万立方公里）	生油层系	
					时代	岩相
松辽	26.1	1.75(J.K.R.)	5000	65.3	K_1	深湖相
渤海湾	21.3	1.33(K.R.Q.)	10000±	83.6	E	滨海深湖相
南襄	1.7	0.65(R.)	8000	6.0	E_{1-3}	较深湖相
四川	23.0	1.20(J.K.)			J_2	深湖相
鄂尔多斯	32.0	1.55(T.J.K.)	3600	57.6	T_3、J_1	较深湖相
准噶尔	13.1	2.05(P.T.J.K.R.)	10000	37.5	P、J、E	较深湖相
塔里木	56.3	1.75(J.K.R.)	10000+	231.6	J、K_2、E、N	海相、湖相
柴达木	12.1	1.80(J.K.R.Q.)	12000	60.5	J、E_3^2、N_1^1、N_2、Q_1	湖相

表4-10-2中综合了我国主要陆相盆地沉积岩的发育特征，一些大型盆地发育时期较长，多逾1.20亿年，松辽、渤海湾、鄂尔多斯等盆地都经历了三个纪；准噶尔盆地经历了二叠、三叠、侏罗、白垩、第三纪等五个纪；塔里木盆地实际上发育时期更长，晚古生代以来常与古海洋连通，尽管陆相盆地主要发育时期是在侏罗纪至第三纪，但其中石炭-二叠系、上白垩统、下第三系均具备海相生油层系。综观全国主要沉积盆地的发育时期，有从西向东、自北而南逐渐由长变短的趋势，从4～5个纪减至1～2个纪。正是因为盆地发育时期长，沉降

速度快，边沉降边沉积，沉积速度松辽盆地为0.07毫米/年，渤海湾盆地为0.12～0.18毫米/年（国外地台区平均0.02毫米/年，地槽区平均0.05毫米/年），超过了国外地台区和地槽区的平均速度；因而各类盆地都接受了巨厚的陆相沉积，裂谷型和造山型盆地的沉积厚度近万米，克拉通型盆地相对较薄，其陆相沉积厚度也近4000～5000米。

前已述及，在这些陆相沉积盆地发育过程中的裂陷或拗陷极盛期，往往呈现较深—深水湖盆，常常既是沉降中心，又是沉积中心，气候温暖湿润，有机物丰富，水体宁静，具备还原环境，成为各盆地的主要生油区。特别是东部的渤海湾、西部的塔里木等盆地常为近海深水湖盆，地势低洼，甚至有时与海连通，沉降较快，是陆表水的汇集区，容易长期积水成为深水湖泊，有机物丰富，且常为河流三角洲和深水浊流的发育带，注入大量陆源有机质，更促进了油气生成。

我国陆相沉积盆地一般地温梯度较高，有助于促进有机质成熟向油气转化。在陆相生油层系发育时期，地温梯度多在2.6～6℃/100米之间，且有由西向东增高的趋势，因而位于东部的松辽盆地和渤海湾盆地，一般地温梯度都超过正常值，达3.5～4.5℃/100米，最高可达6～8℃/100米，对生油有利，这是东部地区石油资源较丰的原因之一。

多旋回地壳运动控制着我国中、新生代陆相沉积，表现为沉积剖面上的多旋回特征。在大型深水湖相沉积中，三角洲-浊流砂岩体常常呈楔状插入其中，泥岩与砂岩呈略等厚互层。这种岩石类型组合最有利于油气生成和聚集，正如K.马格拉（Magara，1978）①根据美国7241个砂岩油层和世界范围井下页岩流体压力剖面的研究，认为30～40米是页岩生油层有效排烃厚度的良好平均值，油气聚集的砂岩最佳单层厚度为10～15米，即页岩与砂岩呈略等厚互层，在砂、页岩互层组成的地层剖面上，砂岩厚度百分率介于20～60%，中值30～40%，砂-页岩接触面积最大，最有利于油气生成和聚集。这种剖面类型在大庆、胜利、辽河、大港等油田的主要含油层系中非常发育。

综上所述，我国中、新生代陆相沉积盆地具备优越的地质条件，这些正是我国陆相盆地能够生成大量石油和天然气、油气资源丰富的重要原因。

总结我国陆相生油研究成果，归纳起来陆相生油有以下基本特征：

1.长期持续和快速沉降的拗陷、还原环境下的深水湖相沉积物，是有利的生油层。

在长期、快速沉降的拗陷内，深湖相沉积发育，具有丰富的有机物，并有能使有机物保存下来的良好还原环境，这是石油生成的必要条件。根据我国地质演化特点，古湖盆按其与海洋的关系可以划分为近海的和内陆的两大类；按其构造成因有裂谷型断陷湖和造山型断陷-拗陷湖或克拉通型拗陷湖盆。但无论是哪一种类型的湖盆，都发现有丰富的油气。这表明陆相沉积盆地，只要有一个稳定的静水体，有丰富的有机质，具备还原环境，就有利于石油的生成。

2.淡水、微咸水、咸水湖泊，在强烈拗陷相结合的情况下，都具有利的生油条件。

我国淡水-微咸水湖泊，主要见于上三叠统和下白垩统，以准噶尔盆地二叠系、鄂尔多斯盆地的上三叠统和松辽盆地下白垩统为代表。淡水湖泊，如准噶尔盆地中、下侏罗统和鄂尔多斯盆地的延安组。咸水湖泊如我国东部部分下第三系及柴达木盆地的上第三系。虽然，这些湖泊的水介质条件不同，但这些湖泊沉降幅度大、生油岩体积大、有机质保存条件好，都有大量油气的生成。

①Magara K.: Geological model predicting optimum sandstone percent for oil accumulation,《Bull.Can.Pet.Geol.》, V.26, №, 1978.

3.有机质的丰度是陆相生油的物质基础。但陆相与海相环境不同，有机质类型不同，导致了原油性质的差异。

有机质的丰富程度一般用有机炭含量表示。我国主要含油气盆地陆相生油层的指标，完全可以同国外海相生油层对比（表4-10-3）。据我国主要含油气盆地泥岩分析资料统计，当有机炭含量低于0.4%，氯仿沥青“A”低于0.01%，总烃含量低于100ppm 时，则不利于生油；而较好的生油层，有机炭含量在1%以上，氯仿沥青“A”在0.1%左右，总烃含量大于500ppm。

表4-10-3　　生油层地球化学指标对比表（据石宝珩，1987）

地区		加拿大	委内瑞拉	美国		中国	
		阿尔伯达	马拉开波	得克萨斯特拉华盆地	文都拉及洛杉矶盆地	松辽盆地	冀中拗陷
层位		白垩系	白垩系	二叠系	上中新统	下白垩统（青一段）	下第三系（沙河街组）
沉积相		海相	海相	海相	陆相	陆相	陆相
指标	有机炭（%）	2.02	3.67	1.66	3.12	2.21	0.71～1.09
	烃含量（%）	0.1572	0.2360	0.0875	0.1577	0.1612	0.0289～0.0546
	总烃/有机炭 %	7.8	6.4	5.3	5.0	7.2	4～5

有机质中主要成分是作为生油母质的干酪根，其不同类型转化为石油的能力也有很大的差别。我国生油层有机质类型，有腐泥型、腐殖型及腐泥-腐殖型（即混合型）。由于陆相湖泊环境除水生生物外，尚有较多的陆源植物混入，因此生油层有机质类型除腐泥型外，以混合型为最多，对石油生成同样有利。由于陆相生油母质中有较多的陆源母质，从而使陆相原油具有含蜡高的特点。

4.陆相石油生成经历了一个与海相石油生成相似的演化过程。

温度、埋深和时间因素是有机质转化为石油的重要条件。不同类型、不同时代的干酪根，其成油深度门限值和烃类转化率是不同的。从我国含油气盆地石油形成阶段的初步划分来看：首先，陆相石油生成也是在一定深度和达到一定温度后，才有大量的烃类生成。一般石油生成过程都大致经历三个阶段，未成熟阶段，在60～90℃以内，深度小于1000～2000米；成熟阶段，70～150℃，1300～4000米；温度高于150℃则以生成干气为主。其次，温度是烃类形成的主因，时间可以弥补温度的不足。松辽盆地生油层是下白垩统，生油临界温度为60℃；其它盆地下第三系，生油临界值要高，一般在90℃左右。第三、石油生成的深度取决地温梯度的变化。松辽盆地和泌阳凹陷地温梯度较高（4～5℃/100米），因此松辽生油门限值是60～120℃，深度1000～1200米；泌阳为75～120℃，深度为1600～2800米。渤海湾盆地地温梯度一般在3.5℃/100米以上，生油门限值分别为：东营93～155℃，2200～3800米；冀中84～>104℃，2100～4500米；黄骅90～138℃，2200～3500米。江汉盆地为90～150℃，2200～4600米。

五、陆相沉积盆地油气藏形成及类型具有鲜明特色，油气田分布严格受生油凹陷控制

综合多年来我国石油地质学家对各陆相盆地油气藏形成条件的研究成果，可以看出储集层类型多、石油运移距离短、油气聚散期多、油气藏类型复杂多样等特点显著。

在陆相盆地内，储集层往往以砂岩体形式出现，它是控制地下油、气、水运动的基本地质单元。根据物理、化学、生物、地质等条件，可将陆相盆地储集层的沉积模式概括为四种

环境（山麓、冲积平原、沿岸、湖泊）和十种砂岩体（冲积锥、河床、分流河道、三角洲叶状体（包括河口坝及远砂坝）、席状砂、沿岸砂坝、侵蚀谷砂、粒屑灰岩、浊积岩）①。其中以沿岸环境（滨湖环境）最为复杂，这里既是河流三角洲的注入区，又是湖水进退、波浪作用的频繁活动带，若在断陷深水区还会有浊流作用，是陆相盆地中砂岩体最发育、类型最繁多的部位，包括分流河道等七种砂岩体和浊积岩，其中三角洲和浊积岩是最重要的沉积单元，是促使湖岸线向湖区伸展及深水浊流切蚀的复杂沉积体系，是生、储油最有利的场所。

陆相盆地沉积构造的复杂性及较为停滞的水动力条件，造成石油侧向运移的距离短。正是由于陆相复杂多变的沉积条件，导至类型繁多的砂岩体分布极不均匀，岩性横向变化大；又有断层的分隔作用和盆地周缘淋滤水的作用；促使盆地内水动力较为停滞，石油生成后往往就近聚集，侧向运移距离短。根据部分陆相盆地的研究结果①，东部裂谷型盆地油气运移距离一般为0～20公里，最大40公里；中部内克拉通型盆地一般0～40公里，最大60公里；西部造山型盆地一般5～30公里。所以，在陆相沉积盆地中，生油凹陷往往控制了油气田的分布。例如松辽盆地（图3-6-3）、东营凹陷（图3-6-1）和黄骅拗陷（图3-6-2）的油气田分布都与主要生油区有密切关系。

运移途径多样，因各地具体地质条件而异。例如松辽盆地下白垩统大型三角洲-浊流砂岩体伸向生油中心，油气进入大砂岩体后，在水动力和浮力作用下，沿砂岩体进行侧向运移；西部造山型盆地在中、新生代有多次较强的构造变动，造成若干区域性不整合，于是不整合面成为油气侧向运移的主要途径，酒泉西部盆地鸭儿峡、老君庙、石油沟等油田的石油都是通过不整合面从数十公里外的生油凹陷运移而来；渤海湾盆地更为复杂，具有不整合面、断裂和砂岩体内部三种运移途径，交叉组合成一个三维运移通道体系，如黄骅拗陷羊三木油田、济阳拗陷胜坨和孤岛油田、辽河拗陷曙光油田等的形成过程都具备这个特点。

我国中、新生代沉积盆地经历了印支、燕山、喜马拉雅等多次地壳运动，在西部地区甚至晚古生代海西运动也有影响，因此导至油气发生多期聚散。在西部含油气大区以燕山和喜马拉雅运动影响最剧，中部含油气大区则以印支和燕山运动为主，东部含油气大区除松辽盆地受燕山晚期运动影响较大外，多以喜马拉雅运动作用最显著。例如渤海湾盆地在喜马拉雅运动作用下油气聚散出现三个重要时期：下第三纪沙三段末期是油气运移聚集的初期阶段，以沙三段自生自储为主，伴有少量侧向运移；下第三纪东营组末期是油气大规模运移聚集时期，这时下第三系大多数生油层达到成熟，进入了主要生油期，并且这次运动又形成大量背斜构造和断裂，为油气运移和聚集创造了极为有利的条件，侧向运移为主，伴有垂向运移，盆地内的主要油气田胜坨、任丘、兴隆台等都形成于这个时期；上第三纪末期的喜马拉雅运动三幕，是油气聚散定型期，破坏了部分古油藏，油气重新运移、聚集和逸散，沿断裂发生的垂向运移为主，形成大量次生油气藏，如孤岛油田，许多上第三系次生油藏和主断层两侧的油气富集块多在这个时期形成。

正是由于我国陆相沉积盆地储集层类型多、构造变动多、油气聚散期多，造成油气藏类型也就复杂多样。既有原生油气藏，也有次生油气藏；既有构造油气藏，也有地层油气藏。即使在背斜油气藏中，也因圈闭成因不同出现多种背斜油气藏，如长垣背斜、挤压背斜、滚动背斜、披盖背斜、断裂背斜、盐丘背斜等等；在地层油气藏中也因砂岩体成因类型不同，油气藏类型就更加繁多。

虽然，我国陆相盆地油气聚散期多，油气藏形成条件非常复杂，但油气短距离运移，油

①石油工业部石油勘探开发科学研究院："中国陆相盆地石油地质特征及油气田分布规律"，1977。

气田分布受生油凹陷控制则是普遍规律。例如松辽盆地齐家—古龙凹陷内，其地质储量占全盆地总储量的80%以上；江汉拗陷油气田主要分布在潜江凹陷之内，控制着已探明储量的79%；渤海湾盆地油气田亦多分布在生油凹陷内及其边缘。柴达木鱼卡、冷湖三号油田受侏罗系生油凹陷控制，然而随着不同时代生油凹陷的迁移，也出现不同时代的油气田，茫崖地区是渐新世生油凹陷，分布着一系列渐新统油气田，三湖地区为第四纪凹陷，盐湖、涩北等地则发现第四系气田。

生油凹陷控制油气田分布的理论（又称"源控论"，胡朝元，1982），经受了时间和实践的检验，已成为我国有较高实用价值和一定特点的陆相成油理论之一。但是，它并不排斥储集层、圈闭或盖层、水文地质诸因素对油气区域分布的重要作用。就我国陆相盆地而言，除生油层外的其它油气藏形成因素，一般并不缺乏，而有效生油层却只在少数凹陷中的少部分地区内发育，因而油源区就自然成为控制油气田分布的关键。

生油凹陷与油气田分布的亲缘关系，主要原因在于：

首先，长期继承发育的凹陷，沉积环境稳定，有机物质丰富，有良好的成油环境。同时，由于长期继承发育造成了多层系的沉积中心和生油中心相互重叠，因此油源物质极为丰富。

第二，长期继承发育的生油凹陷，生油层上覆沉积厚度大，使生油层较早地达到有利于烃类转化的深度和温度，较早地生成大量油气。松辽盆地齐家—古龙凹陷青一段生油层在嫩三段地层沉积时就达到了大量烃类转化的深度，而其它地区则需要到嫩四、五段或晚白垩世沉积时才能达到有利的转化深度，因此油气只能在继承性生油凹陷附近的有利圈闭中富集。

第三，我国含油气盆地地质构造复杂，岩性-岩相变化较大。供水区短暂而多变，一般无泄水区，地下水动力条件极不活跃，地下水处于相对停滞状态。因此油气运移以短距离运移为主。如松辽盆地自生油中心古龙凹陷向东到太平屯一带，向北到喇嘛甸都可以看出原油比重增高、粘度增大、含胶量增多、饱和烃减少、芳香烃增多、非烃和沥青增多的规律，油气运移最大距离不超过40公里。渤海湾盆地任丘潜山油田原油性质与下第三系生油岩地球化学指标完全一致，与生油凹陷距离不超过20公里。更由于陆相原油含蜡量高达20～30%，油气自母岩一次运移出来之后，由于向凹陷边缘地温降低，粘度增大，运移困难，只能经过短距离二次运移，就近聚集于生油凹陷或相邻的圈闭之中。

六、陆相沉积盆地同样具备形成大油气田的良好条件

我国油气勘探实践证明，陆相沉积盆地中不仅能生成大量石油和天然气，而且与海相沉积盆地一样，同样具备形成大型油气田的良好条件。截至目前为止，我国已发现十个大油田（表4-10-4），其地质储量占全国总储量的72%，说明研究这些陆相大油田的形成条件及分布规律，具有重大的理论和实践意义。

由表4-10-4可知，我国陆相大油田在时间及空间上的分布较广，类型较多。就其地质时代而言，包括中—上元古界、上三叠统、下侏罗统、下白垩统、下第三系和上第三系，产层岩石类型以砂岩为主，少数为碳酸盐岩或砾岩；从空间分布来看，在东部裂谷型、中部克拉通型和西部造山型盆地中都找到了大油田，它们呈现为大型长垣背斜、潜山、大型断裂背斜、斜坡单斜层、大型构造-岩性、背斜型次生聚集等六种油田类型。这六类大油田的形成条件综合列入表4-10-5中。

综观表4-10-5，陆相沉积盆地大油田的形成，是由于具备下列五个重要地质条件：

1.深凹陷沉积岩体积大、油源充足

表4-10-4　　中国十个大油田统计表

油田名称	区域构造位置	发现时间	地层	储集层岩性
大庆	松辽	1959.9	下白垩统	砂岩
克拉玛依	准噶尔	1955.10	上三叠统	砾岩、砂砾岩
任丘	冀中	1975.7	元古界蓟县系	白云岩、灰岩
胜坨	济阳	1964.6	下第三系	砂岩
北大港	黄骅	1965.2	第三系	砂岩
孤岛	济阳	1968.4	上第三系	砂岩
扶余	松辽	1959.8	下白垩统	砂岩
滨南	济阳	1965.8	下第三系	砂岩、灰岩
曙光—欢喜岭	下辽河	1975.4	下第三系	砂岩
马岭	鄂尔多斯	1971.4	下侏罗统	砂岩

长期继承性发育的深凹陷是陆相沉积盆地的主要生油区。这里沉积岩体积大，有机质丰富，又能长期保持良好的还原环境，地温梯度较高，有机质易于成熟，生油量大，油源充足。我国的大油田几乎都位于深凹陷之中或其周围。所以，在陆相沉积盆地中寻找大油田，首先要确定深凹陷的位置。

2.大型砂岩体（或储集体）构成良好的生、储、盖组合

深水湖盆生油凹陷的大型砂岩体与粘土岩生油层犬牙交错组成良好的生、储、盖组合，是形成大油气田的重要条件之一。如松辽盆地的三角洲-浊流相，渤海湾盆地的深水冲积扇，准噶尔盆地西北部的洪积扇，都形成了储集性能良好的大型砂岩体或砂砾岩体，呈舌状插入生油凹陷或分布在其周围，从三角洲前缘逐步过渡到深湖相沉积，与生油层粘土岩组成不等厚至略等厚互层，砂-泥岩接触面积大，油源和运移条件都很优越。

3.有效的大型圈闭

在深凹陷及其周围，常有长期继承发育的隆起带或斜坡带，这里具备早期或与生油期同期形成的大型圈闭。它们的形成，无论是在与主要生油期的时间配合上，或是在与主要生油区的相对位置关系上，都适于油气聚集，所以属于大型良好的有效圈闭。在我国陆相沉积盆地中，这样的大型有效圈闭类型很多，有背斜型、地层型、潜山型等。特别是往往发现由构造、断层、超覆、岩性等多种因素组合而成的大型圈闭，在许多陆相盆地中都是容易见到的。

4.区域性不整合（或沉积间断）适于油气运移和聚集

区域性不整合代表沉积剖面中的上升、风化、剥蚀阶段，既可形成便于油气运移的通道，也可成为油气聚集的场所，尤其在生油凹陷中主要生油层系上下的不整合面往往适于油气富集成大油田。首先，区域性不整合面分布范围大，与下伏不同时代地层广泛接触，便于将不整合面上、下的生油层与储集层沟通起来，成为油气运移的重要通道；其次，不整合面实为一风化淋滤带，具备良好的储集条件；特别是在不整合面上、下往往存在多种圈闭条件，如超覆、不整合、潜山、古侵蚀谷，以及岩性、构造等圈闭，有利于油气聚集。渤海湾盆地油气储量比较富集的层位就分布在上、下第三系之间的不整合面、下第三系底部不整合面和下第三系内部两次沉积间断面上下（即沙四与沙三段及沙三与沙二段之间）。任丘、孤

表4-10-5　　中国大油田形成条件统计表

（据石油工业部石油勘探开发科学研究院，1977）

类型	油田名称	盆地(拗陷)名称	盆地面积(平方公里)	油田与盆地关系	主要含油层	形成条件	富集高产规律
背斜油田	大庆	松辽	260000	位于盆地中央拗陷隆起带	下白垩统	1.河流三角洲大砂岩体自北向南舌形插入古龙生油凹陷，构成良好的生、储、盖组合，生、储条件十分有利	圈闭范围内，砂体厚度控制高产区分布。支流河道相、河口砂坝相是油气富集高产区
潜山油田	任丘	冀中	26000	位于拗陷中央隆起带	中一上元古界	1.潜山位于凹陷之中，暗色泥岩厚1000米以上，生油凹陷面积7750(公里)²，油源丰富 2.潜山长期发育，面积大，幅度高，为油气的储集提供了巨大的空间 3.碳酸盐岩风化体缝洞发育、渗透性好，具有良好的储油条件 4.潜山西侧存在长期活动的生长断层，东侧为不整合面，造成新生、古储的有利条件和良好的运移通道	潜山圈闭范围内的碳酸盐岩缝洞发育带控制油气富集高产
背斜断块油田	北大港	黄骅	17000	夹持在两个深凹陷之间	第三系	1.夹持在歧口、板桥生油凹陷之间，有丰富的油源补给条件。如歧口凹陷面积2900平方公里，生油岩厚2000米 2.面向北部继承性三角洲大砂体，有良好的生、储、盖组合 3.构造带长期发育，规模大(610平方公里)提供了巨大的聚油背景 4.主断裂两侧的封闭断块、背斜、滚动背斜、披盖背斜构造等圈闭，为油气富集高产提供了条件	主断裂控制油气富集高产。主断裂两侧的各种圈闭是油气富集高产区
单斜地层油田	克拉玛依	准噶尔	130000	位于玛纳斯生油凹陷西部斜坡	上三叠统	1.有丰富的油源（油田东南玛纳斯生油凹陷二叠系生油范围约6万平方公里，最大厚度约2000米） 2.斜坡带上三叠系与二叠系之间区域性不整合面为油气侧向运移、聚集提供了良好的通道 3.克拉玛依群砂砾岩洪积扇为油气储集提供了有利条件。洪积扇腰部储油条件最为优越 4.断层控制油气分布，断块上倾部位控制油气富集	断块上倾部位与洪积扇腰部砂砾岩发育地区相配合，控制油气富集高产

续表

类型	油田名称	盆地(拗陷)名称	盆地面积(平方公里)	油田与盆地关系	主要含油层	形成条件	富集高产规律
岩性油田	马岭	鄂尔多斯	320000	生油凹陷中的东部斜坡	侏罗系	1.三叠系延长统生油层（厚300～500米，范围5.4万平方公里）提供了丰富的油源。延长统上部古侵蚀面形成良好的运移通道（古侵蚀面高差200～300米，造成生、储油岩相接触） 2.斜坡上延长统顶部古地貌控制了油气的富集 3.河床相是有利的相带，古侵蚀面遮挡、上倾尖灭砂岩与致密砂岩遮挡是主要的含油形式	河床两侧古地貌高地是油气富集高产区
背斜油田（次生）	孤岛	济阳	20000	夹持在沾化、垦利两生油凹陷之间	上第三系	1.夹持在两个深凹陷之间，油源丰富 2.凸起以大断裂和生油凹陷接触，有良好的垂直运移通道 3.凸起顶部具有上第三系大面积的披盖构造，圈闭良好 4.馆陶组大套砂砾岩之上被明下段厚500～1000米的泥岩覆盖，具良好的盖层	构造高部位是富集高产区

岛、马岭等大油田的形成都与区域性不整合有关。

5.大型断层为油气运移、聚集创造了有利条件

无论是在东部裂谷型盆地，或是在西部造山型盆地，都发育许多大断层。前者多出现正断层（生长断层发育），后者常见逆冲断层。生长断层控制着生油凹陷和滚动背斜的形成，也有助于油气生成、运移和聚集；当生长断层发育期与主要生油期一致时，它可使生油层系与潜山、断阶大面积接触，凹陷中生成的油气可就近侧向进入潜山，形成富集高产的大油田。断层长期多期活动，又可促使原生油藏破坏，油气向上运移，至浅层重新聚集成大面积次生油藏。而在我国西北造山型短轴背斜的陡翼，常伴生逆冲断层，多起封闭作用，形成断层遮挡油气藏。

总之，在陆相沉积盆地中，以上五个条件的适当配合，就可以形成大油田。大庆油田是最典型的实例。

七、含油气盆地成因类型的差异控制了不同的油气藏序列

含油气盆地只要存在着充足的油源，有利的生、储、盖组合，有效的圈闭和运移通道，良好的保存条件，便可以形成油气藏。由于不同的圈闭类型，不仅在成因和分布方面不同，而且形态特征和油气藏形成时油气来源也不一样。所以在一个含油气盆地内，不同圈闭形成的油气藏具有不同的特点。然而圈闭的形成严格受含油气盆地内沉积岩相、构造发育等条件的控制，并有规律地分布在盆地的一定构造部位。所以油气藏的分布应有一定的规律，构成含油气盆地内油气藏空间分布具有鲜明的特征。

不同成因类型的油气藏，在含油气盆地中具有不同的分布规律。构成了盆地的特定构造

部位，形成特定的油气藏分布。油气藏的这种空间分布的规律性，称之为油藏序列。

（一）裂谷型盆地油气藏序列

中国东部裂谷型盆地有两种类型，一种是大陆裂谷盆地，另一种是弧后裂谷盆地。这两种盆地的形成与地壳拉伸减薄，地幔物质的上隆而引起地壳沉降有关，块断裂陷活动剧烈，形成多凹多凸的地质结构，油气藏分布也具有鲜明的特色。

1.松辽盆地：属弧后裂谷盆地，在盆地发育过程中，构造运动并不强烈，只形成一些平缓褶皱和同沉积背斜，大断裂也不发育。因此，当油气自生油层运移到储集层以后，主要是经过短距离侧向运移后即富集在适当圈闭之中。纵向上油气聚集在邻近生油层的砂岩或一组砂岩的顶部。由于大断裂较少，油气未曾经过大规模的运移，因而在嫩四段以上的浅层次生油气藏，其含油面积、储量和产量所占的比重微乎其微。

松辽盆地目前已发现的油气藏类型有：

（1）背斜油气藏：这类油气藏形成条件主要是有利的生油区内大面积大幅度的构造与三角洲砂岩体相配合。如喇嘛甸、萨尔图、杏树岗、龙虎泡等油田。

（2）滚动背斜油气藏：与生长断层活动有关，松辽盆地生长断层的生长指数一般为1.03～1.18，滚动背斜幅度不大，分布于生油凹陷边缘或内部。如新店油田、葡萄花油田等。

（3）构造-岩性油气藏：主要分布在三肇地区，处于三角洲分流平原、三角洲前缘相和浅湖相分布区。砂岩单层厚度较薄，平面变化大，构造多是小幅度的鼻褶，已发现了升平、模范屯、宋芳屯等油气藏。

（4）岩性尖灭油气藏：分布在斜坡上，由于湖水的涨落，形成砂岩上倾尖灭，如富拉尔基油藏。

（5）砂岩透镜体油气藏：处于区域性平缓的斜坡，属滨外砂坝相带，砂岩断续分布，如敖古拉塔二井油藏。

综合上述，松辽盆地油气藏（田）分布如下（图4-10-8）。

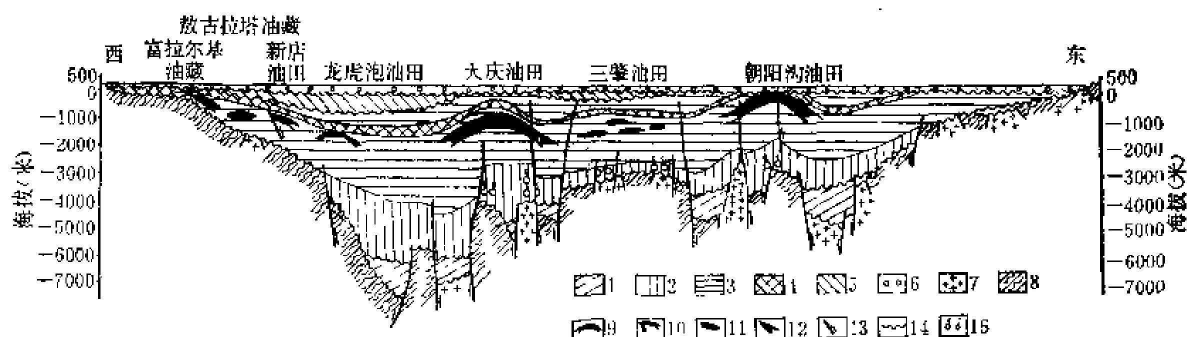


图4-10-8　松辽盆地油气藏（田）序列示意图

1—侏罗系碎屑岩及火山岩沉积；2—下白垩统裂陷初期沉积；3—下白垩统裂陷最盛期沉积；4—嫩江组披盖式沉积；5—上白垩统沉积；6—新生界沉积；7—花岗岩；8—变质岩；9—背斜油气藏（田）；10—滚动背斜油气藏（田）；11—岩性油气藏；12—岩性尖灭油气藏；13—正断层；14—不整合；15—气显示

值得提及的是，松辽盆地裂陷极盛期，形成分布面积广泛、厚度大的生油岩和大型三角洲沉积体系。在生油区范围内砂岩零散分布，如带状、席状砂岩体和砂坝砂岩，因此还应有广泛分布的地层、岩性油气藏。另外，在盆地深部广泛发现气显示，按照反映有机物质变质

程度和古地温的镜质体反射率来看，松辽镜质体反射率为0.5～1.3的深度是1100～2300米，在2300米以下烃类就向气态转化，而且目前发现的气显示均在3000米以下，因此盆地深部发现气藏的可能性较大。

2.渤海湾盆地：属大陆裂谷盆地，由于盆地在早第三纪时期，块断裂陷活动强裂，盆地内被五十多条大断层分割成八十多个大小不一、形态各异、高低不同的掀斜断块构造，形成多凹多凸的格局。断槽凹陷内沉积了厚达6000～9000米的沉积岩，其中生油层厚1500～2000米，且埋深在2500米以下，转化条件好，成熟度高，为潜山及第三系内各种圈闭提供了丰富的油源。

渤海湾盆地已发现大量的油气田，其油气藏类型主要有：

（1）潜山风化体油藏；

（2）潜山内部隔层以下的内幕油藏；

（3）断块体陡侧断阶上，有潜山油藏、地层超覆油藏、岩性油藏；大断层下降盘有滚动背斜油藏；

（4）断块体缓坡上，发育有潜山不整合油藏、地层超覆油藏、砂岩上倾尖灭油藏及次断棱潜山油藏；

（5）主断棱上覆下第三系地层中，形成披盖背斜油藏及生物灰岩油藏；

（6）主断层长期活动，油气向上运移到上第三系圈闭中形成次生油气藏；

（7）在断槽（凹陷）内发育有底辟背斜油气藏或滑落背斜油气藏、砂岩透镜体油气藏，以及下第三系内部不整合面形成的地层油气藏，下第三系内的断层遮挡油气藏。

综合上述油气藏类型，形成了渤海湾盆地的油气藏序列（图4-10-9）。

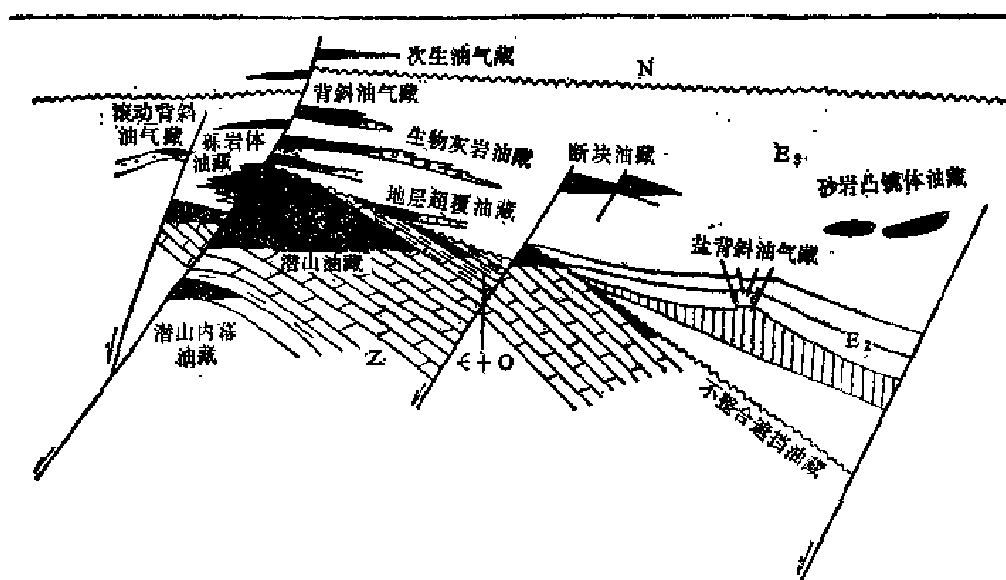


图4-10-9　渤海湾盆地油气藏序列示意图

虽然渤海湾盆地油气藏类型繁多，如果按构造、地层两大类型来看，构造油气藏主要分布在凹陷内部，地层油气藏主要分布在斜坡部位。下辽河拗陷西部凹陷就是一典型的例证（图4-10-10）。

3.泌阳凹陷：亦属裂谷型盆地，面积狭小，但油气资源极为丰富。构造类型为一断块体

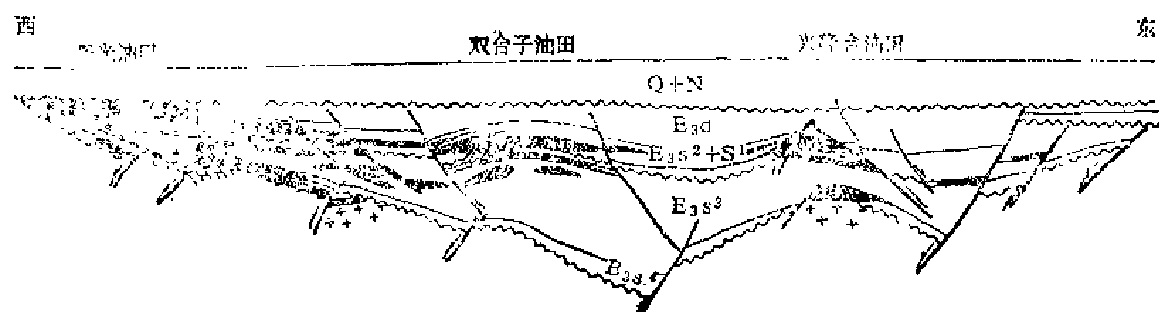


图4-10-10 渤海湾盆地下辽河西部凹陷油气藏剖面图（据辽河石油勘探局）

（箕状凹陷）。断块陡翼断崖下发育一水下扇砂岩体，该砂岩体直接插入生油区内，斜坡上发育三角洲砂岩体，形成了小型盆地内油气富集的基本条件。此外，还发育有鼻状构造和滚动背斜。鼻状构造抬升部位有大型砂体上倾尖灭形成良好的圈闭。目前泌阳凹陷已发现双河镇、下二门两个油田和王集含油构造（鼻状构造）。双河油田占凹陷已探明总储量的86%。油藏类型主要有砂岩上倾尖灭油藏和滚动背斜油藏，凹陷内尚可寻找到砂岩透镜体油藏（图4-10-11）。

（二）造山型盆地油气藏序列

西部含油气大区属造山型沉积盆地，其中可分为碰撞山前盆地和碰撞山间盆地两种类型。由于盆地构造发育的差异，沉积条件的变化，造成油气藏（田）分布规律明显不同。碰撞山前盆地沉积坳陷偏隅造山带一侧，远离造山带基岩抬升成为斜坡，油气藏（田）分布在坳陷的两翼，如酒泉西部盆地和准噶尔盆地。碰撞山间盆地坳陷迁移性大，油气藏（田）空间分布有所变化，如柴达木盆地。

1.酒泉西部盆地：该盆地为碰撞山前盆地，油气主要富集于老君庙背斜带。它是青西白垩系生油凹陷生成之油气，经过侧向运移聚集于老君庙背斜带的。盆地内已发现以下几种油气藏：

（1）背斜油气藏：油气聚集于中新统砂岩中，背斜圈闭是主要的控制因素，如老君庙、鸭儿峡、石油沟油田。石油沟油田被断层破坏，一部分已暴露地面。

（2）岩性油气藏：砂岩上倾尖灭造成圈闭，如老君庙背斜西端的L_5、L_6油藏，鸭儿峡白垩系油藏亦属此种类型。

（3）单斜断块油藏：在盆地北部单斜带的逆冲挠曲带发现断层封闭的断块油藏，如白杨河油田。

（4）水动力封闭油藏：单斜带上由于水动力封闭，形成单北油藏。

（5）基岩裂缝油藏：鸭儿峡深部中生界不整合面下志留系裂缝发现高产油藏。

酒泉盆地除已发现的背斜、单斜等油气藏外，白垩系岩性油藏及基岩裂缝油藏仍有一定的勘探远景（图4-10-12）。

2.准噶尔盆地：亦属碰撞山前盆地，该盆地生、储、盖组合多，生油凹陷偏于造山带一侧，但由于勘探程度的限制，目前仅发现了为数不多的油气藏。

（1）断层遮挡背斜油气藏：分布在造山带边缘，由于逆冲断层使背斜构造复杂化，如齐古、独山子油气藏。

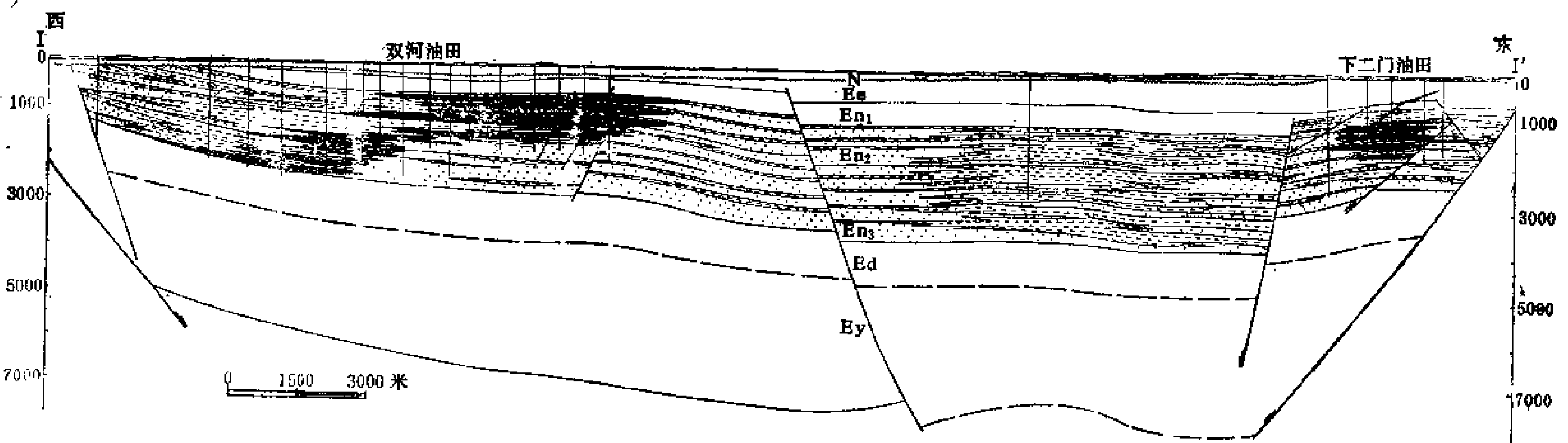


图4-10-11 泌阳凹陷油气藏剖面图（据南阳油田）

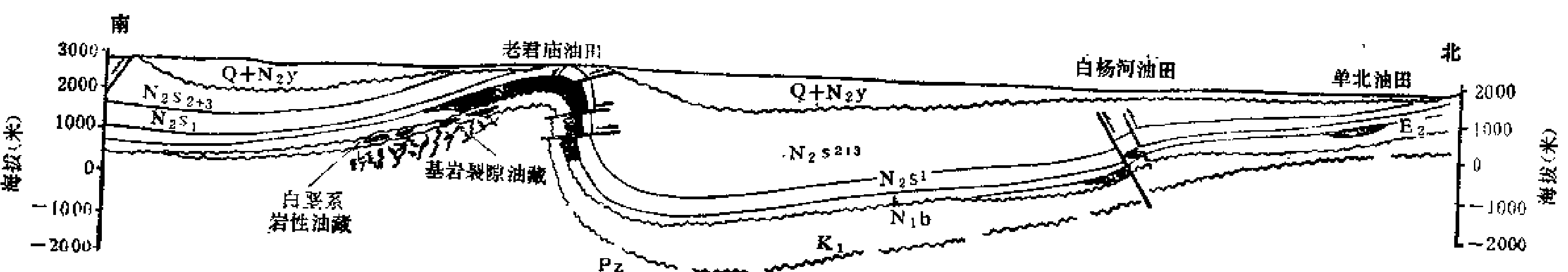


图4-10-12 酒泉西部盆地油气藏序列示意图

（2）单斜断块油气藏：这类油气藏形成与区域性单斜有关，主要分布在盆地平缓的斜坡上。斜坡地带洪积扇分布广泛，为油气聚集提供了储集条件。斜坡带上并被逆冲断层切割成断阶，使油气藏复杂化，如克拉玛依油田（图4-10-13）。

准噶尔盆地南缘山前带发育众多的背斜构造，北部及东部有宽缓的斜坡，还可能找到类似于克拉玛依、齐古类型的油气藏。

3.柴达木盆地：属碰撞山间盆地。到目前为止，盆地内共发现十六个油田及三个气田，除此之外，尚有干柴沟等含油构造。盆地内油气藏类型有：

（1）背斜油气藏：油气藏都位于背斜构造圈闭范围之内，油、气、水的分布受构造等高线的控制，如尕斯油田、涩北气田等。

（2）不整合油藏：中生界生成的油气，受第三系底不整合面控制，如冷湖三号油田。

（3）断块油藏：中生界所生成的油气受第三系断块的控制，如冷湖五号油田。

（4）泥岩裂缝油藏：分布在第三系生油凹陷中心，裂缝性泥岩为储集层，油气多富集在断层附近，如油泉子油田。

（5）地层超覆气藏：基岩隆起翼部，古、始新统地层超覆形成圈闭，如马海气田。

（6）岩性油藏：在岩性、物性尖灭地区形成油气藏，如冷湖四号油田高产区。

上述各种油气藏都依附于不同的构造背景和储集空间。盆地北部第三系不具生油条件，中生界生成之油气沿不整合面、断层带运移至第三系地层中形成次生油气藏，如不整合遮挡、断块、岩性等油气藏。第三系生油凹陷中心，砂岩储集层不发育，但受构造因素影响的泥岩裂缝发育，形成裂缝性油气藏。盆地西南靠近昆仑山前带，背斜构造及砂岩储集层都很发育，是背斜油气藏分布区（图4-10-14）。

总之，柴达木盆地生油区的总面积、总厚度均比较大，具备了形成油气田的物质基础。已发现了十八个油气田。但从盆地成油规律与勘探程度相比较，柴达木盆地潜在的油气资源是比较雄厚的，随着勘探程度的提高，肯定还会有新发现、新突破。

（三）克拉通型盆地油气藏序列

中部含油气大区的沉积盆地是在陆块基底上发育起来的，古生代沉积了稳定型海相地层；中生代沉积盆地才开始形成。这类盆地一般构造活动不强烈，层系之间多为假整合或微角度不整合接触。由于盆地西部靠近造山带，活动性较大，具有类似于山前拗陷的特征，盆地内部则趋于稳定沉降。因此，盆地边缘多形成挤压型背斜构造，盆地内部褶皱轻微，以地层或岩性圈闭为主。

1.鄂尔多斯盆地：目前除侏罗系、三叠系已发现了众多的油气藏外，在石炭系、二叠系内也发现了高产气藏。其油气藏主要类型有：

（1）背斜油气藏：分布于盆地西缘，背斜构造多与断层伴生，在逆冲断层上、下盘也发现有背斜构造。如马家滩油田、李庄子油田、刘家庄气藏等。

（2）地层-岩性油气藏：由侏罗系延安组底部河道砂岩控制的油气藏，是由地层不整合面及岩性尖灭等圈闭综合控制的，如马岭等油田。

（3）岩性油气藏：延长统内砂层与暗色泥岩间互，砂层岩性变化较大，构成岩性圈闭，如三延地区的油藏。

这些油气藏的分布规律是背斜油气藏分布在盆地西缘，地层-岩性油气藏分布在盆地内部（图4-10-15）。鄂尔多斯盆地石炭-二叠系已发现了高产的煤成气藏，寒武、奥陶系油气显示丰富，由于中生代以来地壳活动稳定，对古生界油气保存有利，应有一定的勘探前景。

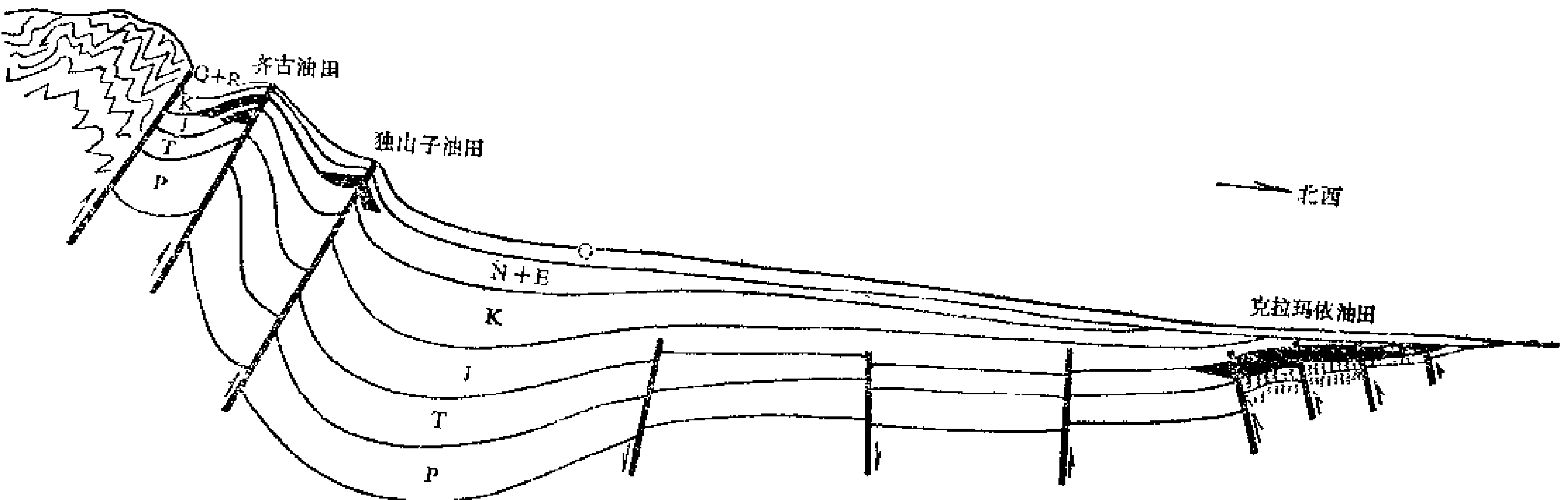


图4-10-13　准噶尔盆地油气藏序列示意图

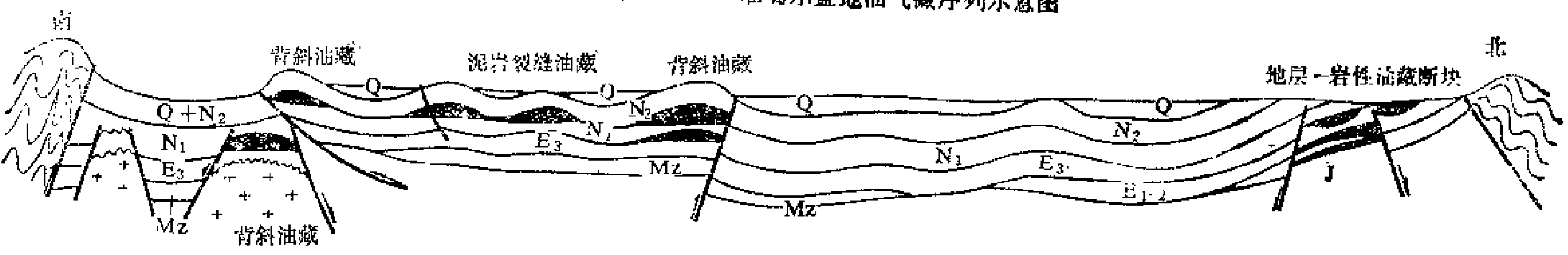


图4-10-14　柴达木盆地油气藏序列示意图

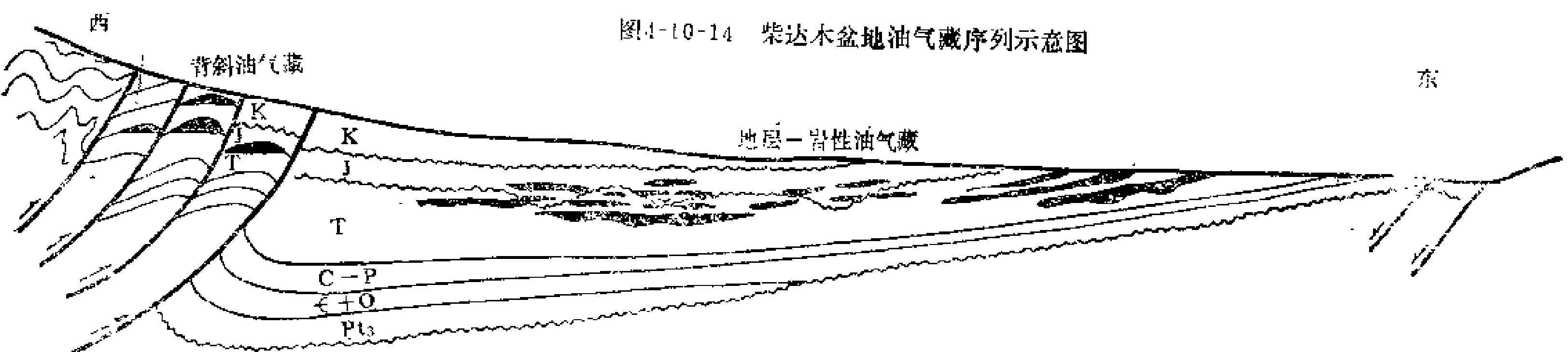


图4-10-15　鄂尔多斯盆地油气藏序列示意图

2.四川盆地：白垩纪末的燕山运动，使盆地内普遍褶皱，促使油气重新调整，形成众多的油气藏。盆地边缘背斜构造发育，川中地区褶皱微弱，沉积稳定，，侏罗纪湖岸边缘或浅水地区形成砂岩和介壳灰岩，为重要的控制因素。其油气藏类型有：

（1）背斜油气藏：分布在盆地周边，如中坝油气田、石油沟气田、卧龙河气田、相国寺气田等。

（2）岩性油气藏：主要分布于川中地区，油气受侏罗系介壳灰岩和砂岩控制，大范围内分布，油气不受构造因素所限制，如川中侏罗系油气田。

四川盆地油气藏分布与鄂尔多斯盆地相似，边缘背斜油气藏为主，盆地中心为岩性油气藏（图4-10-16）。

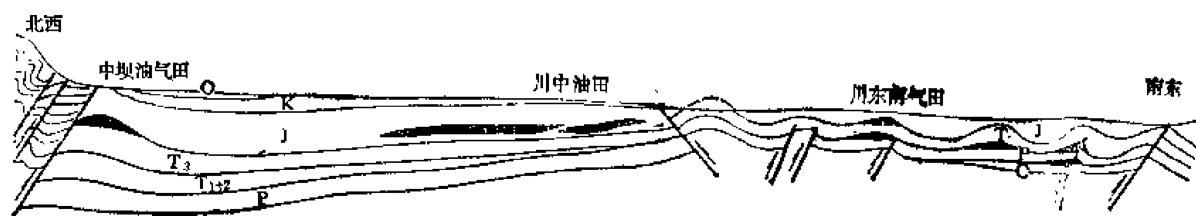


图4-10-16　四川盆地油气藏序列示意图

四川盆地除中生界油气藏外，古生界也发现了大量的天然气藏，是我国重要的天然气产地。

综合上述，不同成因类型的含油气盆地，由于构造条件、沉积岩相古地理模式的差异，油气藏空间分布具有鲜明的特点。

裂谷型含油气盆地块断裂陷活动强烈，造成多凸多凹的地质结构，但生油凹陷在某一地质历史时期沉积岩厚、生油岩体积大、相对地（对某一地质时期而言）具有良好的继承性。这类盆地沉积物源多，储集岩与生油岩交替或穿插入生油凹陷之内。因此，盆地中心（凹陷内）以构造油气藏为主要类型，地层-岩性油气藏也有分布；盆地边缘（凹陷边缘）主要为地层-岩性油气藏，但也有构造油气藏出现。

克拉通型含油气盆地构造活动微弱，沉积中心多分布在盆地中部，边缘受活动区影响，背斜、断层发育。因此盆地内以地层-岩性油气藏为主，边缘以构造油气藏为主。

造山型含油气盆地沉积拗陷偏隅于造山带一侧，褶皱构造发育，远离造山带活动性减弱，地层超覆尖灭。因此构造油气藏分布在靠近造山带一侧，地层-岩性油气藏出现在盆地稳定斜坡一侧。

显而易见，由于部分盆地勘探程度所限，有些油气藏尚未发现，从而大大地影响了油气藏序列的准确性。虽然如此，这种空间上的分布规律仍可以给不同类型盆地的油气勘探提供借鉴的依据。

结 束 语

《中国石油地质学》是在我国石油工业迅速发展的巨大成就鼓舞下，在石油地质工作者大量生产实践和科学研究工作的基础上，广泛搜集了国内外文献资料后，进行编写的。

本书首先对中国区域构造轮廓和各含油气区的石油地质特征进行了概括，同时对油气成因、运移、聚集和分布规律，作了重点的论述和分析。力图能反映近些年来国内外石油地质学的进展和新水平。但是，由于石油地质学在地质科学领域中还是一门比较年轻的学科，它的许多内容目前都还处于不断发展和逐渐完善当中。书中所阐述的一些内容和观点，只是反映目前的情况；进一步的发展，尚有待于今后不断总结。

近几年来，石油成因的研究在国内外都有了较大的进展，油母质（干酪根）热演化生油理论比过去的早期生油理论的科学根据更充分了。但是，许多重要问题并未得到解决，如不同类型有机质和有机质组成向油气转化所需要的具体地质条件、各种有机质生成油气的潜力、有效地确定生油岩的可靠地球化学指标，以及确定生油层的有效厚度等，都是尚待进一步研究解决的实际问题和理论问题。

油母质（干酪根）热演化生油理论认为，有机质向石油转化需要生油岩被埋藏到相当大的深度，处于成岩晚期才能进行，此时压实作用已经不明显了。因此，提出的重要问题是生成的油气是怎样从生油岩中运移出来而进入储集层中的。目前，油气初次运移是国内外正广泛进行研究的重要课题，如果油气初次运移问题得不到有科学根据的解决，则无法说明目前所发现的油气是生油岩中生成的，干酪根热演化的晚期生油理论也就不攻自破了；根据晚期生油理论建立起来的油气藏形成与分布、油气资源评价、以及油气勘探方法等理论依据也就动摇了。因此，油气初次运移的研究是一个极其重要的关键性问题。对油气初次运移的物理状态，主要运载体、油气初次运移的主要动力，以及油气初次运移的主要时期等重要问题取得有科学根据的认识，将把石油地质学的理论基础向前推进一步。

地层圈闭的形成条件及研究方法，是今后我国石油勘探工作的一个重要方面。随着岩相古地理及地震地层学的发展，已经取得较好的开端。但是，如何更深入广泛地开展这方面的工作，总结出一套完整的、系统的研究方法，更有效地勘探地层圈闭油气藏，是我国石油地质工作者面临的重要任务之一。

板块构造是新的全球大地构造理论。板块构造与石油地质学的关系，是近十几年来倍受重视和积极进行研究的课题。认为板块构造控制了含油气盆地的形成与分布，是有科学理论依据的，也是符合客观实际情况的，是板块构造理论的一个重要成就。但是，如何根据板块构造理论进一步阐明含油气盆地内部油气藏的形成条件和分布规律，更有效地指导油气勘探工作，则是目前尚未完全解决的问题。期望板块构造理论更卓有成效地应用于油气勘探工作中。

随着电子计算机技术的发展，石油地质学中许多问题的研究，都有从定性走向定量的趋势。如利用数字模拟的方法研究油气生成的数量、油气初次运移的数量、以及用于对油气资源进行远景评价等等。当然，这是一个很复杂的问题。因为一个地区的地质条件千变万化，简单地用数学规律代替它，困难是很多的。然而，它是一条有发展前景的途径。

总之，石油地质学的很多内容还处在不断发展和逐渐完善的过程中。促进这个发展的一个重要因素是油气勘探的大量实践。中国的油气勘探工作，就全国而言，勘探程度还比较低，全国性的大规模油气勘探工作正在进行或刚刚开始进行，石油地质学方面的一些研究工作也是处于方兴未艾的时期。

我国海域辽阔，其中仅200米水深的大陆架面积就有一百多万平方公里。经地球物理普查工作，发现渤海、黄海、东海以及南海的珠江口、北部湾、莺歌海等大型沉积盆地，总面积达六十二万平方公里。这些沉积盆地内沉积岩厚度大，构造圈闭多，生、储油条件好，钻井已发现工业油流或油气显示。它预示了良好的含油气远景和丰富的油气资源。

中国陆上有多种类型的沉积盆地，其总面积达三百三十万平方公里，除东部地区的松辽盆地、渤海湾盆地等做了较多的勘探工作外，其它盆地勘探程度都比较低，大致平均每三百平方公里沉积面积内才钻了一口探井，而且大多数探井的钻探深度浅于4000米，更深的井是很少的。显然，勘探程度是低的，新的勘探领域还十分广阔。

相对勘探程度较高的东部地区，目前已发现的油气藏类型绝大多数属构造类型，从一般概念考虑是属于较易发现的类型。从该区的地质结构及构造发育史和沉积发育史看，中、新生代构造运动频繁，地层不整合面、地层尖灭线、超覆线发育、陆相沉积岩性变化大，为地层油气藏的形成创造了有利的条件，在一些拗陷中已发现较多地层圈闭油气藏的事例充分证实了这个论断。如泌阳凹陷已发现的地层圈闭油气藏的储量占其总储量的86%。这说明在东部其它地区寻找地层圈闭油气藏同样是有远景的。

中部和西部地区，除四川盆地外，很多盆地勘探程度较东部地区要低得多。从勘探油气资源的潜力看，远景将更大。特别值得重视的是这个地区的海相中、新生代地层，目前勘探程度是低的。据现有资料，已在四川、塔里木、藏北等地区见到工业性油流或油气显示，为含油气远景评价提供了有力的依据。

我国海相地层分布面积约达二百五十万平方公里（包括华北中-上元古界及古生界），有找油气远景的地区约一百一十万平方公里，显然是油气勘探的广阔领域之一。

我国煤矿资源丰富，煤系地层广泛发育，寻找煤成气是勘探天然气资源的一个重要领域。据估算，我国煤的总储量为6000亿吨左右①。按每吨烟煤产生300米^{3}天然气计算，则能生成的天然气总量约为180万亿米^3，假设只有百分之三被保存下来，则煤成气的储量仍可达5.4万亿米^3，这个数字远远超过全国现已探明的天然气储量。上述估算的煤成气储量是指地下浅于1000米的深度范围，石油勘探的现有钻井深度一般可达6000米，甚至更深，故上述资源量偏小。形成天然气的领域还不仅限于煤，还有深部气（高温甲烷等）。因此，估算全国天然气的远景储量将超过数十万亿米^3（关士聪等，1981）。当然，对天然气而言，保存条件是很值得重视的问题。但是，若有三分之一被保存下来，其远景储量仍是很可观的。

根据有限的资料，各方面（包括国外一些学者）对我国石油资源，利用不同方法进行了估算，其结果数值相差悬殊，全国石油地质远景储量约为300～600亿吨（关士聪等，1981），这个数字可能是保守的，但是，它已经能充分说明，我国石油资源是很丰富的。

总之，总结过去，展望未来，我国石油和天然气资源的远景极为乐观，勘探领域是广阔的。随着石油和天然气勘探工作的大力开展，石油地质科学研究工作的不断加强，我国石油和天然气的储量、产量将会不断上升，石油地质科学将会迅速地向前发展，一个更光辉灿烂的中国石油工业和石油地质科学的明天即将到来。

①关士聪等，《石油及天然气地质》，1981年第1期。

参 考 文 献

潘锺祥：“四川油田简报”，《地质论评》，1936年第1卷第6期。

黄汲清：“钻探石油之我见”，《地质论评》，1938年第3卷第6期。

陈 贲：“玉门油田岩层之讨论”，《地质论评》，1945年第10卷第1～2期。

王尚文：“甘肃酒泉玉门间祁连山北麓石油生存之检讨”，《地质论评》，1949年第14卷第4～6期。

潘锺祥：“略谈中国油田”《地质论评》，1951年第16卷第1期。

潘锺祥：“中国西北陆相生油问题”，《石油勘探》1957年第4期。

谢家荣：《石油地质论文集》，1957年，地质出版社。

张更：“谈谈四川油气田”《石油勘探》，1958年第18期。

石油工业部：《石油地质报告集》，1959年，石油工业出版社。

李德生：《甘肃石油地质》，1959年，石油工业出版社。

中国科学院兰州地质研究所：《中国西北地区陆相油气田形成及其分布规律》，1960年，科学出版社。

田在艺等：《中国陆相沉积和找油论文集》，1960年，石油工业出版社。

石油工业部石油科学研究院：《石油勘探研究报告集》（第二集），1961年，中国工业出版社。

北京石油学院石油地质教研室：《石油地质学》，1961年，中国工业出版社。

黄第藩等。“青海湖第四纪沉积物中沥青的形成与陆相石油成因问题”，《地质学报》，1964年第44卷第2期。

傅承义：《大陆漂移海底扩张和板块构造》，1974年，科学出版社。

莱复生 A.I.：《石油地质学》，1975年，华东石油学院勘探系译，地质出版社。

李春昱：“用板块构造学说对中国部分地区构造发展的初步分析”，《地球物理学报》，1975年第18卷第1期。

甘肃省石油地质研究所：《石油地质学译文集》（第三集），1976年，科学出版社。

傅家谟、史继扬：“石油演化理论与实践”（Ⅰ，Ⅱ），《地球化学》，1975年第2期。

锦言：“我国陆相生油岩的若干基本地质特征及其形成条件”，《地质学报》，1977年第51卷第1期。

尹赞勋：“板块构造说的发生与发展”，《地质科学》，1978年第2期。

唐智、杨中轩等：《渤海湾地区古潜山油气田》，1978年，石油化学工业出版社。

汤锡元等：“陕甘宁盆地前石炭系基底大地构造及其含油远景”，《西北大学学报》，1978年第3期。

黄汲清等：“中国大地构造基本轮廓”，《地质矿产研究》，1978年第1期。

地质部石油地质中心实验室：《石油地质实验基础》，（第二册），1978年。

李春昱：“板块构造与多旋回构造运动”，《地质学报》，1979年第53卷第4期。

罗志立：“扬子古板块的形成及对中国南方地壳的影响”，《地质科学》，1979年第2期。

刘长安等：“试谈蒙古-鄂霍茨克古海带古板块构造的基本特征”，《长春地质学院学报》，1979年第2期。

黄第藩等：《青海湖综合考察报告》，1979年，科学出版社。

王捷、张缦秋等：1979．“济阳坳陷下第三系陆相沉积石油的形成”，1979年，胜利油田地质科学研究院。

迪金森 W.R.：“沉积盆地的板块构造演化”，陈昌明译，《国外地质》，1979年第10期。

李春昱：“中国板块构造的轮廓”，《中国地质科学院院报》，1980年第2卷第1号。

李春昱：“对亚洲地质构造发展的新认识”，《中国及邻区大地构造论文集》，1980年，地质出版

社。
唐鑫："南海板块构造格局及其成因"，《石油勘探与开发》，1980年第1期。
张恺、罗志立、张清等："中国含油气盆地的划分和远景"，《石油学报》，1980年第1卷第4期。
郭令智等："华南大地构造格架和地壳演化"，《国际交流地质学术论文集（Ⅰ）》，1980年，地质出版社。
朱夏、陈焕疆："论中国油气盆地的构造演化"，《国际交流地质学术论文集（Ⅰ）》，1980年，地质出版社。
任纪舜等：《中国大地构造及其演化》，1980年，科学出版社。
童崇光："中国东部裂谷系盆地的石油地质特征"，《石油学报》，1980年第1卷第4期。
阎敦实、王尚文、唐智："渤海湾含油气盆地断块活动与古潜山油气田的形成"，《石油学报》,1980年第1卷第2期。
李德生："渤海湾含油气盆地的地质和构造特征"，《石油学报》，1980年第1卷第4期。
解政文等："渤海及其邻近地区热流值的初步分析"，《地震地质》，1980年第2卷第3期。
谭试典等："论渤海湾盆地早第三纪构造——掀斜断块"，《第二届全国构造地质学术会议论文选集（Ⅲ）》，1980年，科学出版社。
陈发景等："我国第三纪含油气盆地的沉积建造类型和油气田分布"，《地质学报》，1980年第54卷第3期。
陈国达、费宝生："中国的地洼型油气田"，《石油及天然气地质》，1980年第1卷第3期。
孙肇才、谢秋元："叠合盆地的发展特征及其含油性——以鄂尔多斯盆地为例"，《石油实验地质》，1980年第1卷第1期。
张渝昌："从盆地演化看江苏油气远景"，《石油实验地质》，1980年第1卷第3期。
徐正余："西藏伦坡拉盆地第三系及其含油性"，《石油及天然气地质》，1980年第1卷第2期。
黄第藩、尚慧云等："中国中、新生代陆相沉积盆地中油气的生成"，《石油学报》，1980年第1卷第1期。
汪燮卿等："中国某些盆地的生油岩和原油中的生物标记化合物"，《石油学报》，1980年第1卷第1期。
杨万里、李永康等："松辽湖盆的生油特征及烃类的演化"，《石油学报》，1980年（增刊）。
王行信、辛国强："松辽盆地白垩系泥岩粘土矿物的成岩演变规律与油、气分布的关系"，《石油学报》，1980年（增刊）。
周光甲："陆相生油岩有机质性质及成熟演化"，《北京石油地质国际学术会议报告》。
蒂索B.P.："海相或湖相碳酸盐岩和页岩的油气生成及其地球化学特征"，《北京石油地质国际学术会议报告》。
施塔尔W.J.："碳同位素在油气勘探中的应用"，《北京石油地质国际学术会议报告》。
黄汲清："对四川盆地和鄂尔多斯台拗找油找气的初步意见"，《石油与天然气地质》，1980年第1卷第1期。
关士聪、演怀玉等："中国晚元古代至三叠纪海域沉积环境模式探讨"，《石油与天然气地质》，1980年第1卷第1期。
易荣龙、江圣邦："塔里木盆地古生界的含油气前景"，《石油与天然气地质》，1980年第1卷第1期。
梅博文、刘希江："我国原油中异戊间二烯烷烃的分布及其与地质环境的关系"，《石油与天然气地质》，1980年第1卷第2期。
张万选："论油气藏分类及中国油气藏的主要类型"，《石油学报》，1981年第2卷第3期。
张万选、张厚福主编：《石油地质学》，1981年，石油工业出版社。
张恺等："中国大陆板块的演化与含油气盆地特点的探讨"，《石油勘探与开发》，1981年第1期。

王宜昌、谭试典：“塔里木板块构造的演化与含油气远景”，《石油勘探与开发》，1981年第3期。
何天华：“四川盆地海西期建造、印支-喜山期改造对油气形成的探讨”，《天然气工业》，1981年第2期。
陈劲人、银玉光：“建南气田长兴组生物礁气藏的勘探实践”，《石油勘探与开发》，1981年第2期。
尚慧云、李晋超：“陆相生油岩有机质的丰度及类型”，《石油学报》，1981年（增刊）。
程克明、张怡蓉：“中国中、新生代陆相盆地中有机质的热演化”，《石油学报》，1981年（增刊）。
孔庆云：“松辽盆地原油和沉积岩中有机质碳同位素”，《石油学报》，1981年（增刊）。
梁复华等：“黄骅坳陷中区生油岩特征及油源对比，《石油学报》，1981年（增刊）。
黄第藩等：“柴达木盆地第四系至上新统可溶有机质的演化特征”，《石油学报》，1981年（增刊）。
何炳骏：“华北地区地层压实作用与油、气初次运移”，《石油学报》，1981年（增刊）。
裘亦楠等：“差异压实与大油气田”，《石油勘探与开发》，1981年第1期。
傅家谟、刘德汉：“碳酸盐岩有机质演化特征与油气评价”，《石油学报》，1981年第1期。
李永康、高瑞祺：“陆相油气形成过程中的某些有机地球化学特征”，《全国有机地球化学会议论文》。
李春昱：“板块构造是当今世界上最盛行的大地构造学说”，《构造地质学进展》，1982年，科学出版社。
王鸿祯：“历史大地构造学及其研究方法”，《构造地质学进展》，1982年，科学出版社。
马杏垣：“重力构造概述”，《构造地质学进展》，1982年，科学出版社。
朱　夏：“中新生代油气盆地”，《构造地质学进展》，1982年，科学出版社。
刘和甫：“石油构造分析”，《构造地质学进展》，1982年，科学出版社。
何　鲤：“四川盆地西部晚三叠世须二段河流沉积特征探讨”，《石油实验地质》，1982年第4卷第1期。

Pan C.H.: Non-marine origin of Petroleum in North Sheasi and the cretaceous of Szechuan China, 《Bull. Amer. Ass. Pet. Geol.》, 1941, Vol. 25, №11
Wang Shangwen, Hu Wenhai, Tan Shidian: Habitat of oil and gas fields in China。《Jour, Oil & Gas》, 1982, June 14

Avbovbo A.A.: Geothermal gradients in the Southern Nigeria Basin, 《Bull. Amer. Ass. Pet. Geol.》, Vol. 26, №2, 1978
Barker C.: Primary migration: The importance of water-mineral-organic matter interactions in the source rock, 《Problems of Petroleum Migration》, 1980
Bonham L.C.: Migration of hydrocarbons in compacting basins, 《Problems of Petroleum Migration》, 1980
Chapman R.E.: 《Petroleum Geology-A concise study》, 《Elsevier》, Amsterdam-Oxford-New York, 1976
Claypool G.E.,…: Organic geochemistry, incipient metamophism, and oil generation in black shale members of phosphoria formation, Western Interior United States, 《Bull. Amer. Ass. Pet. Geol.》, Vol.62, №1, 1978
Connan J.: On time-temperature relation in oil genesis, 《Bull. Amer. Ass. Pet. Geol.》, Vol.58, №12, 1974
Connan J.: Biological markers in crude oils, 《International meeting on Petroleum Geology》, Beijing, 1980
Cooper B.S.: Estimation of the maximum temperatures attained in sedimentary ro-

cks, 《Developments in Petroleum Geology-1》, Chap.4, Appl.Scien.Pub.Ltd., London, 1977

Cordell R.J., On oil migrates in clastic sediments (Part 1, 2, 3, 4), 《World Oil》, Vol.183, №6, 7, 1976; Vol.184, №1, 2, 1977

Dickey P.A.: Possible primary migration of oil from source rock in oil phase, 《Bull. AAPG》, Vol.59, №2, 1975

Dickey P.A.: Oil and gas in reservoirs with subnormal pressures, 《Bull. AAPG》, Vol.61, №12, 1977

Durand B.: Sedimentary organic matter and kerogen, Definition and quantitative importance of kerogen, 《KEROGEN》, 1, Editions Technip, Paris, 1980

Emery K.O.: Continental margins——classification and petroleum prospects, 《Bull. AAPG》, Vol.64, №3, 1980

Erdman J.G.: Relation controlling oil and gas generation in sedimentary rocks, 《Proceedings of The 9th World Petroleum Congress》, 1975

Galimov E.M.: C^{13}/C^{12} in kerogen, 《KEROGEN》, Editions Technip, Paris, 1980

Harding T.P., …: Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces, 《Bull. AAPG》, Vol.63, №7, 1979

Haun J.D., …: 《Methods of estimating the volume of undiscovered oil and gas resources》, AAPG Studies in Geology №1, 1975

Hedberg H.D., …: Petroleum prospects of the deep offshore, 《Bull. AAPG》, Vol. 63, №3, 1979

Horvitz L.: Near-surface evidence of hydrocarbon movement from depth, 《Problems of Petroleum Migration》, 1980

Huc A.Y.: Origin and formation of organic matter in recent sediments and its relation to kerogen, 《KEROGEN》, 14, Editions Technip, Paris, 1980

Hunt J.M.: 《Petroleum Geochemistry and Geology》, 1979

Hunt J.M.: Distribution of carbons as hydrocarbons and asphalic compounds in sedimentary rocks, 《Bull. AAPG》, Vol.61, №1, 1977

Jones R.W.: Some mass balance and geological constraints on migration mechanisms, 《Problems of Petroleum Migration》, 1980

Levorson A.I.: 《Stratigraphic type Oil fields》, AAPG, Tulsa, Okla., 1941

Magara K.: Petroleum migration and accumulation, 《Developments in Petroleum Geology-1》, Chap.3, Appl. Scien. Pub. Ltd., London, 1977

Marchand A., Conard J.: Electron paramagnetic resonance in kerogen studies, 《KEROGEN》, 8, Editions Technip, Paris, 1980

McAuliffe C.D.: Oil and gas migration: Chemical and physical constraints, 《Problems of Petroleum Migration》, 1980

Neglia S.: Migration of fluids in sedimentary basins, 《Bull. AAPG》, Vol.63, №4, 1979

Peters K.E., …: Color of kerogen as index of organic maturity, 《Bull. AAPG》, Vol.61, №4, 1977

Pusey W.C.Ⅲ.: The ESR-kerogen method. How to evaluate potential gas and oil source rocks, 《World oil》, 176, 71, 1973

Pusey W.C.Ⅲ.: Palaeo-temperatures in the Gulf Coast using the ESR kerogen method, 《Gulf Coast Ass. Geol. Soc.》Trans., 23,195, 1973

Roberts W.H., Design and function of oil and gas traps, 《Problems of Petroleum Migration》, 1980

Schowalter T.T., Mechanics of secondary hydrocarbon migration and entrapments, 《Bull AAPG》, Vol.63, №5, 1979

Shibaoka M., …, Patterns of diagenesis in some Australian sedimentary basins, 《Aust. Pet. Explor. Ass. J.》, Vol.17, №1, 1977

Stahl W., …, Near-surface evidence of migration of natural gas from deep reservoirs and source rocks, 《Bull. AAPG》, Vol.65, №9, 1981

Thode H.G., Sulfur isotope ratios in petroleum research and exploration, Williston Basin, 《Bull. AAPG》, Vol.65, №9, 1981

Thompson T.L., Plate tectonics in oil and gas exploration of continental margins, 《Bull. AAPG》, Vol.60, №9, 1976

Tissot B.P., The application of the results of organic geochemical studies in oil and gas exploration, 《Developments in Petroleum Geology-1》, Chap.2, Appl. Scien. Pub Ltd., London, 1977

Tissot B.P., Welte D.H., 《Petroleum formation and occurrence》, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 1978

Vitorovic D., Structure elucidation of kerogen by chemical methods, 《KEROGEN》, 10, Editions Technip, paris, 1980

Waples D.W., Time and temperature in petroleum formation, Application of Lopatin's Method to petroleum exploration, 《Bull. AAPG》, Vol.64, №6, 1980

Welte D.H., …, Correlation between petroleum and source rock, 《Proceedings of The 9th World Petroleum Congress》, Vol.2, 1975

Бека К., Высочкий И., 《Геологии нефти и газа》, 《НЕДРА》, Москва, 1976

Мирчиан М.Ф., Бакиров А.А., …, 《Происхождение Нефти》, Москва. 1955